



Étude des précipitations en Antarctique par télédétection radar, mesures in-situ, et intercomparaison de modèles de climat

Cyril Palerme

► To cite this version:

Cyril Palerme. Étude des précipitations en Antarctique par télédétection radar, mesures in-situ, et intercomparaison de modèles de climat. Sciences de l'environnement. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT: . tel-01231817

HAL Id: tel-01231817

<https://hal.science/tel-01231817>

Submitted on 20 Nov 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers, et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Cyril Palerme

Thèse dirigée par **Christophe Genthon** et **Chantal Claud**

préparée au sein du **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE)**
et de l'École Doctorale **Terre Univers Environnement**

Étude des précipitations en Antarctique par télédétection radar, mesures in-situ, et intercomparaison de modèles de climat

Thèse soutenue publiquement le **21 novembre 2014**,
devant le jury composé de :

Monsieur Jean-Pierre Chaboureau

Physicien des observatoires, LA (Rapporteur)

Monsieur Alexis Berne

Professeur associé, LTE (Rapporteur)

Monsieur Hubert Gallée

Directeur de recherche, LGGE (Examineur)

Madame Florence Rabier

Ingénieur Général des Ponts, des Eaux et des Forêts, ECMWF (Examineur)

Monsieur Thierry Pellarin

Chargé de recherche, LTHE (Invité)

Monsieur Christophe Genthon

Directeur de recherche, LGGE (Directeur de thèse)

Madame Chantal Claud

Directeur de recherche, LMD (Co-Directeur de thèse)



Résumé

Au cours du XXI^{ème} siècle, une augmentation des précipitations est attendue dans les régions polaires. En Antarctique, cette augmentation devrait se traduire par une accumulation de neige sur le continent, contribuant ainsi positivement au bilan de masse de la calotte polaire, et par conséquent négativement au niveau des mers. Les modèles utilisés pour simuler le climat du XXI^{ème} siècle prédisent presque tous une augmentation des précipitations en Antarctique, mais l'importance de ce changement diffère fortement d'un modèle à l'autre. De plus, les taux de précipitation actuels reproduits par ces mêmes modèles divergent également beaucoup. Cependant, faute d'observation fiable de précipitation en Antarctique, il était jusqu'à présent difficile de vérifier la capacité des modèles à simuler ces dernières.

Dans cette étude, les données issues du radar météorologique embarqué à bord du satellite CloudSat ont été utilisées afin de produire la première climatologie de précipitation en Antarctique à partir d'observations. Cette climatologie couvre la période août 2006 - avril 2011, et a montré de très bons accords avec les réanalyses ERA Interim qui n'utilisent pas d'observations issues de CloudSat. Le taux de chute de neige obtenu avec CloudSat sur le continent Antarctique jusqu'à 82 ° S est en moyenne de 171 mm/an. L'automne austral est la saison avec les chutes de neige les plus importantes, et le printemps austral, la saison avec les chutes de neige les plus faibles.

Par ailleurs, une expérience de mesure in-situ des précipitations a été développée sur la base de Dumont d'Urville en Antarctique, des observations in-situ étant nécessaires à la validation des algorithmes de télédétection. Un système de profilage utilisant des capteurs optiques a été installé sur un mât de 73 m afin d'identifier les chutes de neige et les événements de transport de neige par le vent. Les flux de neige mesurés à différentes hauteurs devraient être similaires lors de chute de neige sans transport de neige, alors qu'un gradient devrait apparaître si de la neige est transportée depuis la surface. Le système a été évalué et comparé aux analyses opérationnelles d'ECMWF.

Enfin, les simulations des modèles de climat utilisés pour la production du rapport du GIEC ont été comparées aux observations satellites obtenues. Tous les modèles simulent un taux de chute de neige supérieur à celui observé avec CloudSat. Le changement de précipitation en Antarctique durant le XXI^{ème} siècle simulé varie de -6,0 % à +39,4 % en fonction des modèles et des scénarios d'émission de gaz à effet de serre. Les modèles de climat simulant des taux de chute de neige proches de ceux observés par satellite pour la période actuelle prédisent en moyenne un changement plus important de précipitation au cours du XXI^{ème} siècle, et donc un impact sur le niveau des mers plus conséquent.

Abstract

During the 21st century, precipitation is expected to increase in polar regions. In Antarctica, this would lead to an increase in snow accumulation over the continent, which would represent a positive contribution to the ice sheet mass balance, and thus a negative contribution to sea level. Almost all the climate models predict a precipitation increase in Antarctica during the 21st century, but this change differs widely according to the models. Moreover, the current precipitation rate simulated by these models diverge greatly. However, because no reliable observation of Antarctic precipitation was available so far, it was not possible to benchmark climate models.

In this study, data from the cloud profiling radar onboard CloudSat satellite have been used to produce the first climatology of Antarctic precipitation from observations. This climatology agrees well with ERA Interim reanalysis, the production of which is constrained by various in situ and satellite observations, but does not use any data from CloudSat. The mean snowfall rate from CloudSat observations is 171 mm/an over the Antarctic ice sheet, north of 82 ° S. The maximum snowfall rate is observed during the fall, while the minimum snowfall rate occurs in spring.

Because in-situ measurements are necessary to evaluate remote sensing observations, a field experiment has been developed at Dumont d'Urville station in Antarctica for measuring precipitation. Optical sensors have been set up at different levels on a 73-meter tower in order to separate snowfall from blowing snow events. Snow flux measured at different heights should be similar during snowfall without blowing snow, whereas a gradient should be observed if blowing snow occurs. The system has been evaluated and compared to the ECMWF operational analysis.

Finally, simulations from the climate models used for the last IPCC report have been compared to the new satellite climatology. All the models produce a higher snowfall rate than the snowfall observed with CloudSat. Precipitation increase predicted in Antarctica varies from -6.0 % to +39.4 % according to the models and the greenhouse gas emissions scenarios. Climate models which reproduce a current snowfall rate close to the snowfall rate observed by satellite predict on average a larger increase in Antarctic precipitation during the 21st century, and thus a stronger impact on sea level.

Remerciements

Merci tout d'abord à Christophe et Chantal pour m'avoir offert la possibilité de réaliser cette thèse. Vous m'avez donné le goût de la recherche, et vous avez toujours été disponibles pour répondre à mes questions et me guider. Votre bonne humeur et votre humour ont aussi favorisé le bon déroulement de cette thèse.

Je tiens également à remercier les membres du jury. Alexis Berne et Jean-Pierre Chaboureau pour avoir pris le temps de rapporter ce travail, Florence Rabier et Thierry Pellarin pour avoir accepté d'être examinateur et de faire partie de mon comité de thèse, et Hubert Gallée pour avoir présidé le jury.

Cette thèse aurait certainement été très différente sans un certain nombre de collaborations. Un grand merci à Jennifer Kay qui nous a suggéré de travailler avec les données issues de CloudSat. Merci aussi pour être revenue à Grenoble en 2013, et m'avoir offert cette expérience très enrichissante aux États-Unis. Je remercie également Tristan L'Ecuyer et Norman Wood pour l'expertise qu'ils ont apporté à ce travail, ainsi que l'accueil chaleureux qu'ils m'ont réservé à Madison. Un grand merci à Hervé Bellot, Florence Naaïm-Bouvet, et Luc Piard pour leurs conseils sur les travaux expérimentaux qui ont largement contribué aux résultats de ce travail de recherche.

Je souhaiterais aussi remercier l'équipe technique de Cap Prud'homme ainsi que Vincent Favier pour l'aide qu'ils m'ont apporté sur le terrain en Antarctique.

Cette thèse n'aurait pu voir le jour sans le soutien de plusieurs institutions. Ce projet a tout d'abord été financé par une allocation doctorale de recherche de la Région Rhône-Alpes. L'institut polaire français Paul Émile Victor a apporté le soutien logistique nécessaire à la campagne de terrain Antarctique 2011-2012 à laquelle j'ai participé. Enfin, je remercie l'Université de Grenoble pour m'avoir offert l'opportunité d'enseigner durant les deux dernières années de ma thèse.

Ces années passées au LGGE ont également été riches en rencontres. Chloé et Charles, merci pour les nombreuses pauses passées ensemble. Hélène, pour les discussions animées. Alex, pour ces moments passés au Québec. Merci aussi à Tesfaye, Nico, Florent, Cyrille, Ambroise, et à tous les autres thésards que je n'ai pas cité.

Enfin, il ne m'aurait pas été possible de réaliser de si longues études sans le soutien de ma famille, je vous en suis très reconnaissant. Un grand merci également à Carole qui m'a supporté durant ces quelques mois de rédaction.

Table des matières

Introduction générale	2
1 Les précipitations en Antarctique et la mesure des précipitations	12
1.1 Enjeux	14
1.2 Caractéristiques des précipitations antarctiques	15
1.3 Complexité de la mesure des précipitations en Antarctique	17
1.4 Mesure de l'accumulation de neige	18
1.5 Instruments utilisés pour la mesure in-situ des précipitations sous forme solide	19
1.6 Estimation des précipitations par télédétection	22
1.6.1 Les radars météorologiques	22
1.6.2 Télédétection passive	25
1.6.3 Télédétection des précipitations en Antarctique	28
1.7 Conclusion et perspectives	29
2 Observation des précipitations en Antarctique par télédétection spa- tiale	32
2.1 Le radar CloudSat	34
2.1.1 La mission CloudSat	34
2.1.2 Principe des mesures radar en météorologie	35
2.2 Résumé étendu de l'article "How much snow falls on the Antarctic ice sheet?"	38
2.3 Article "How much snow falls on the Antarctic ice sheet?" Palerme et al., 2014	41
2.4 Etudes complémentaires	59
2.4.1 Variabilité saisonnière	59
2.4.2 Variabilité interannuelle	62

2.5	Conclusion et perspectives	64
3	Mesure in-situ des précipitations en Antarctique	68
3.1	Test du capteur YES TPS-3100 (Hotplate)	70
3.1.1	Description de l'instrument	70
3.1.2	Résultats des tests à Dumont d'Urville	72
3.2	Test et développement des fourches optiques Wenglor	76
3.2.1	Tests lors de la campagne en Antarctique 2011-2012	76
3.2.2	Etudes menées au col du Lac Blanc (Alpes françaises) durant l'hiver 2011-2012	80
3.2.3	Tests en chambre froide et modification des fourches optiques Wenglor lors de l'année 2012	83
3.2.4	Compréhension du mode de fonctionnement des fourches optiques Wenglor et tests complémentaires	90
3.3	Développement d'une expérience à Dumont d'Urville	93
3.3.1	Principe et objectifs	93
3.3.2	Résultats	96
3.4	Conclusion et perspectives	105
4	Évaluation des modèles de climat et projections pour le XXI^{ème} siècle	108
4.1	Le projet d'intercomparaison de modèles CMIP5	110
4.2	Comparaison des simulations des modèles de CMIP5 pour la période actuelle aux observations de CloudSat et aux réanalyses ERA Interim	114
4.2.1	Taux de chute de neige moyens	114
4.2.2	Variabilité saisonnière des taux de chute de neige	117
4.3	Les projections des modèles CMIP5 pour le XXI ^{ème} siècle	119
4.3.1	Augmentation des précipitations en Antarctique au cours du XXI ^{ème} siècle	119
4.3.2	Liens entre augmentation des précipitations et changements de température	124
4.3.3	Liens entre augmentation des précipitations et changements de couverture de glace de mer	126
4.4	Conclusion	129
	Conclusion générale et perspectives	132
	Références bibliographiques	140

Liste des figures	154
Liste des tableaux	160
Liste des abréviations	164
Annexe A : Carte géographique de l’Antarctique	168
Annexe B : Collaborations et travaux réalisés durant la thèse	170
Annexe C : Article “Detection of snowfall occurrence during blowing snow events using photoelectric sensors” Naaim-Bouvet et al., 2014	174

Introduction générale

Le climat et la cryosphère

Le système climatique de la Terre est constitué de cinq grandes composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la biosphère, et la lithosphère. Selon l'organisation météorologique mondiale, la cryosphère représente l'ensemble des constituants du système terrestre composés d'eau à l'état solide, notamment les glaces de mer, de lac et de rivière, les sols enneigés, les précipitations solides, les glaciers, les calottes glaciaires, les inlandsis, et les sols gelés de façon permanente ou saisonnière. Les composantes de la cryosphère ont différents types d'interaction avec le système climatique. La neige, qui recouvre plus de 40 % de la surface des continents dans l'hémisphère nord à son maximum en hiver, réfléchit plus de 80 % du rayonnement solaire (Lemke et al., 2007). De même, la glace de mer a généralement un fort albédo (rapport entre l'énergie solaire incidente et réfléchie) contrairement à la surface de l'océan. De plus, la neige et la glace de mer ont une conductivité thermique faible, ce qui empêche les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface en dessous. La couverture de neige comme la couverture de glace de mer ont donc un rôle de premier ordre dans les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface. Les pergélisols stockent de grandes quantités de carbone, qui peuvent être libérées dans l'atmosphère sous forme de méthane et de dioxyde de carbone s'ils sont amenés à fondre. Finalement, les calottes polaires et les glaciers de montagne jouent un rôle important sur le niveau des mers, en stockant de l'eau sous forme de glace sur les continents, ou en libérant de l'eau douce dans l'océan, ce qui a également des répercussions sur la circulation thermohaline des océans.

Entre 1880 et 2012, la température moyenne de la Terre a augmenté de $0,85 \pm 0,2$ °C (Stocker et al., 2013), et ce réchauffement devrait s'amplifier au cours du XXI^{ème} siècle. D'après les différents scénarios définis par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), cette augmentation devrait être comprise entre 0,3 et 4,8 °C entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100 (Stocker et al., 2013). La hausse des températures entraîne une élévation du niveau des mers, causée par la dilatation thermique de l'océan et la diminution de la quantité d'eau stockée sous forme liquide ou solide sur les continents. Le niveau des mers s'est déjà élevé de 19 ± 2 cm entre 1901 et 2010, et une augmentation comprise entre 26 et 82 cm est projetée entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100 (Stocker et al., 2013). Les différentes contributions à l'élévation du niveau des mers entre 1993 et 2010 sont répertoriées dans le tableau 1. La contribution de l'apport d'eau douce issue de la cryosphère représenterait environ la moitié de l'élévation totale du niveau des mers observée (Stocker et al., 2013).

Tableau 1 – Estimation des différentes contributions à l’élévation globale du niveau des mers entre 1993 et 2010 (Church et al., 2013). Les valeurs sont données en mm/an.

Contribution	Valeur moyenne	Valeur minimum et maximum
Dilatation thermique des océans	1,1	0,8 / 1,4
Glaciers (sauf Groenland et Antarctique)	0,76	0,39 / 1,13
Groenland	0,33	0,25 / 0,41
Antarctique	0,27	0,16 / 0,38
Eau continentale (sauf glaciers)	0,38	0,26 / 0,49

Bilan de masse des calottes polaires

Afin d’étudier l’évolution de la masse des glaciers et des calottes polaires, ainsi que leurs contributions au niveau des mers, il est nécessaire d’évaluer leurs bilans de masse. Pour les calottes polaires, il est généralement exprimé en gigatonnes par an. Trois méthodes sont utilisées pour estimer le bilan de masse des calottes polaires : la méthode des flux, l’altimétrie, et la mesure du champ de gravité terrestre. La figure 1 présente plusieurs jeux de données utilisés pour calculer le bilan de masse de l’Antarctique.

Le principe de la méthode des flux est d’estimer le bilan de masse de surface, qui correspond à l’accumulation de neige sur le continent, et le flux de glace sortant de la calotte polaire. La différence entre ces deux termes représente le bilan de masse. Le flux de glace sortant est calculé à partir d’observations satellites de la vitesse d’écoulement (par exemple Rignot et al., 2011) et de l’épaisseur de glace (par exemple Fretwell et al., 2013) à la ligne d’échouage (limite entre la glace continentale et la partie des glaciers émissaires flottant sur l’océan). Le bilan de masse de surface est déterminé soit par des mesures in-situ extrapolées avec des observations satellites (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006), soit par des modèles atmosphériques régionaux (par exemple Van de Berg et al., 2005; Lenaerts and Van den Broeke, 2012). L’estimation du bilan de masse de surface constitue la plus grande source d’incertitudes pour calculer le bilan de masse par la méthode des flux.

Pour déterminer le bilan de masse par altimétrie, il est nécessaire de connaître la densité de la neige afin de convertir les variations d’épaisseur de la calotte polaire en masse de glace. Cependant, la densité de surface n’est pas connue sur les calottes polaires, et varie en fonction des conditions atmosphériques comme les précipitations ou la température de surface. Il faut donc faire des hypothèses sur la densité, ce qui engendre des incertitudes sur les résultats. En altimétrie, deux types d’instruments sont utilisés :

les radars et les lasers (lidar). Ces capteurs, différenciés par leur longueur d'onde, ont des propriétés différentes. Les ondes radars pénètrent plus ou moins dans le manteau neigeux en fonction de caractéristiques comme la densité ou l'humidité de la neige. Les signaux issus des lasers ne pénètrent pas dans le manteau neigeux mais sont affectés par les conditions atmosphériques comme les nuages. Les premiers satellites radar utilisés en altimétrie pour l'étude des calottes polaires ont été lancés dans les années soixante-dix (Brooks et al., 1978). L'altimétrie lidar à partir d'un satellite pour l'étude des calottes polaires est beaucoup plus récente, la première mission ayant été lancée en 2003 (ICESat). Néanmoins, des altimètres laser embarqués à bord d'avions ont également été utilisés dans les années 1990 (Krabill et al., 2004).

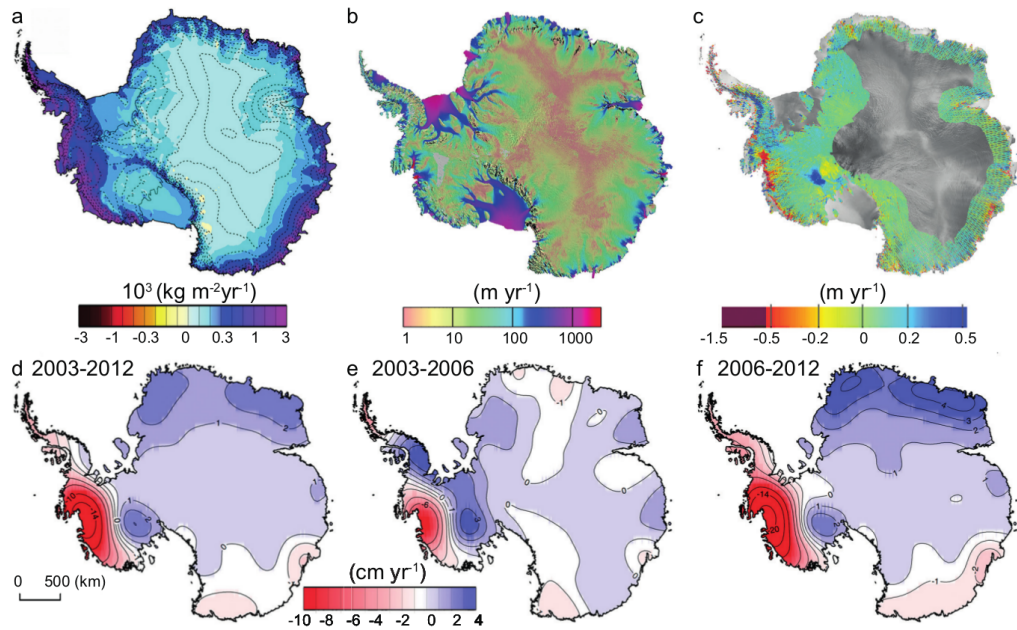


FIGURE 1 – Les principales données utilisées pour l'estimation du bilan de masse de l'Antarctique (Vaughan et al., 2013). a) Bilan de masse de surface moyen entre 1989 et 2004 estimé à partir de modélisation atmosphérique régionale (Van den Broeke et al., 2006). b) Vitesse d'écoulement moyenne de la calotte polaire entre 2007 et 2009 à partir de données satellites (Rignot et al., 2011). c) Evolution de l'altitude de surface entre 2003 et 2008 déterminée à partir des données de l'altimètre ICESat (Pritchard et al., 2009). d, e et f) Evolution temporelle du bilan de masse déterminée par gravimétrie avec le satellite GRACE (Velicogna, 2009).

Depuis 2002, la mission Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) a permis d'observer le champ de gravité terrestre. Ces mesures permettent de remonter au bilan de masse des calottes polaires (Cazenave, 2006; Velicogna, 2009). Les données issues de GRACE ont cependant une résolution spatiale assez grossière d'environ 300 km (Wahr, 2007). De plus, l'ajustement isostatique des calottes polaires est aussi une source d'incertitudes, et doit être modélisé afin de corriger les observations issues de GRACE (Paulson et al., 2007).

L'Antarctique

Avec une surface couverte à 99 % de glace et une épaisseur moyenne de glace d'environ 2,1 km (Fretwell et al., 2013), l'Antarctique contient environ 90 % des glaces continentales de la planète. Si la calotte glaciaire venait à fondre totalement, ce volume de glace représenterait une élévation du niveau des mers d'environ 58 m (Fretwell et al., 2013). De petites variations du bilan de masse de l'Antarctique auraient donc des conséquences directes sur le niveau des mers.

D'un point de vue géographique, le continent Antarctique se divise en deux régions séparées par la chaîne de montagnes transantarctiques : l'Antarctique de l'Ouest et l'Antarctique de l'Est (figure 2). Les deux régions ont un volume de glace correspondant à une élévation potentielle du niveau des mers de 4,3 m et 53,3 m respectivement (Fretwell et al., 2013). Le continent Antarctique est aussi caractérisé par la présence de grandes plateformes de glace flottante, appelées ice-shelves (figure 2). Ces ice-shelves sont formés par le flux de glace provenant des glaciers émissaires (glaciers côtiers). Parmi les nombreux ice-shelves de l'Antarctique, trois se distinguent de par leurs tailles : les ice-shelves de Ross (487 000 km²) et de Ronne (430 000 km²) en Antarctique de l'Ouest, et l'ice-shelf d'Améry (60 000 km²) en Antarctique de l'Est. En comparaison, la superficie de la France métropolitaine est d'environ 550 000 km².

L'évolution du bilan de masse de l'Antarctique avec le changement climatique, et donc sa future contribution au niveau des mers, est incertaine. Deux grandes tendances sont attendues. En Antarctique de l'Ouest, une accélération des glaciers émissaires augmenterait le volume de glace déchargé par la calotte glaciaire dans l'océan (Rignot et al., 2008; Pritchard et al., 2009; Velicogna, 2009). Ce phénomène serait causé par une hausse de la température de l'océan de surface qui aurait tendance à fracturer les ice-shelves qui freinent les glaciers émissaires en amont (Rignot, 2006). Ces derniers ayant alors moins de contraintes en aval, accélèrent et libèrent de plus en plus de glace dans l'océan.

Le réchauffement climatique devrait également avoir comme conséquence une aug-



FIGURE 2 – Carte géographique de l'Antarctique. *Source* : http://www.grida.no/graphicslib/detail/antarctica-topographic-map_8716.

mentation des précipitations dans les régions polaires (Stocker et al., 2013). Les températures restant très généralement négatives en Antarctique, cette augmentation devrait se traduire par une augmentation de l'accumulation de neige sur la calotte Antarctique (Gregory and Huybrechts, 2006). Ce phénomène pourrait donc modérer la contribution de la calotte glaciaire Antarctique à l'élévation du niveau des mers durant le prochain siècle.

Cependant, de grandes incertitudes existent quant à l'ampleur de l'accélération des glaciers émissaires et de l'augmentation des précipitations (Rignot et al., 2008; Genthon et al., 2009a). De plus, ces deux processus pourraient ne pas être indépendants. Une augmentation de l'accumulation de neige en Antarctique se traduirait par une augmentation du volume de glace déchargé par la calotte Antarctique dans l'océan (Winkelmann et al., 2012). Entre 30 % et 65 % du gain de masse causé par l'augmentation des précipitations pourrait être perdu par accélération des glaciers émissaires due à cette augmentation d'accumulation (Winkelmann et al., 2012).

Si l'accélération des glaciers émissaires est déjà observée en Antarctique de l'Ouest (Rignot, 2006; Pritchard et al., 2009; Velicogna, 2009), l'évolution actuelle du bilan de masse de surface est plus incertaine. A l'échelle du continent Antarctique, aucune tendance significative du bilan de masse de surface n'a été déterminée (Monaghan et al., 2006b; Frezzotti et al., 2013). Cependant, plusieurs études ont montré des tendances locales, notamment une augmentation de l'accumulation sur les régions côtières et le plateau d'Antarctique de l'Est (Davis et al., 2005; Frezzotti et al., 2013).

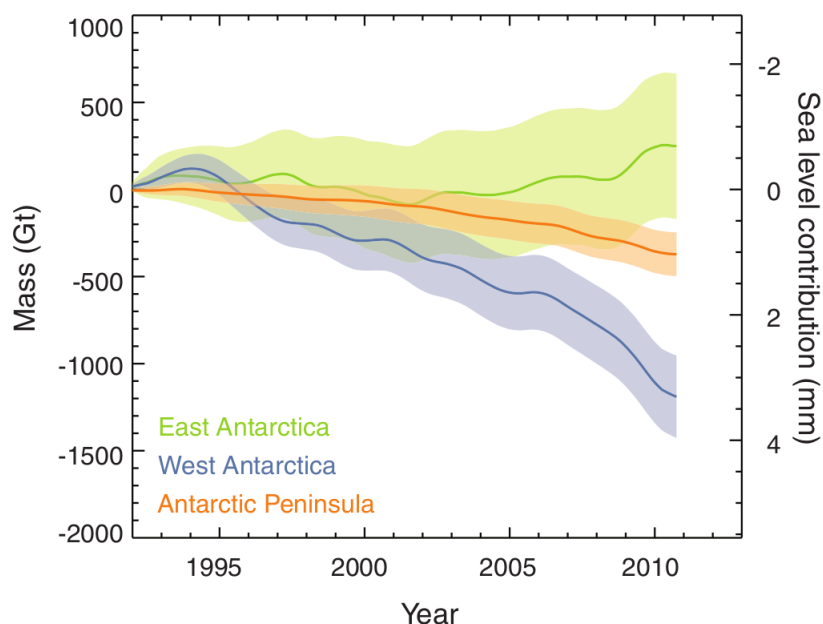


FIGURE 3 – Contribution de l’Antarctique de l’Est, de l’Antarctique de l’Ouest, et de la Péninsule Antarctique à l’élévation du niveau des mers entre 1992 et 2011 (Shepherd et al., 2012).

Shepherd et al. (2012) ont combiné des observations satellites (altimétrie, interférométrie, et gravimétrie), et des modèles de bilan de masse de surface, ainsi que de l’ajustement isostatique (correction des données de gravimétrie) pour estimer le bilan de masse du Groenland et de l’Antarctique entre 1992 et 2011. La figure 3 montre les contributions à l’élévation du niveau des mers de l’Antarctique de l’Est, de l’Antarctique de l’Ouest, et de la Péninsule Antarctique entre 1992 et 2011 estimées par Shepherd et al. (2012). La perte de masse observée en Antarctique de l’Ouest et sur la Péninsule Antarctique se sont accélérées au cours de ces vingt dernières années. La Péninsule Antarctique contribuerait actuellement pour environ 25 % de la perte de masse totale de la calotte polaire, alors qu’elle ne représente que 4 % de la surface du continent (Shepherd et al., 2012). En Antarctique de l’Est, le bilan de masse semble plus stable. Une augmentation est cependant observée ces dernières années, mais la période est trop courte pour en déduire une tendance climatique.

Objectif de la thèse et présentation du manuscrit

L'objectif principal de cette thèse a été de contribuer à une meilleure estimation des précipitations en Antarctique à partir d'observations in-situ et satellites afin de valider les modèles de climat. Les connaissances actuelles des précipitations antarctiques et les méthodes de mesure in-situ et satellites des précipitations sont décrites dans la première partie de ce manuscrit.

L'observation des précipitations par télédétection spatiale constitue le deuxième chapitre de ce manuscrit. L'objectif initial était de développer des méthodes utilisant des capteurs fonctionnant dans les micro-ondes passives afin de détecter les événements de précipitation. Cependant, de nouvelles collaborations se sont initiées au cours de la première année de thèse, et nous ont incité à travailler avec des données du radar CloudSat qui semblaient plus adaptées. Ces données ont été comparées avec les réanalyses météorologiques ERA Interim afin de tester leur qualité. La fiabilité des données ERA Interim à reproduire les précipitations en Antarctique est peu connue. Mais faute d'observations fiables de précipitation en Antarctique, ERA Interim offre probablement le meilleur jeu de données pour évaluer les données de CloudSat à l'échelle du continent (Bromwich et al., 2011). Les données de CloudSat n'étant pas assimilées dans ERA Interim (Dee et al., 2011), les deux jeux de données sont totalement indépendants. La comparaison entre les données de CloudSat et d'ERA Interim présentée dans cette étude sert donc de validation à la fois pour les données de CloudSat et pour les réanalyses ERA Interim.

Ensuite, le troisième chapitre décrit le développement de mesures de terrain. Dans un premier temps, plusieurs types de capteurs ont été testés en laboratoire et installés près de la base de Dumont d'Urville en Antarctique. Cette première étape a permis l'élaboration d'une nouvelle expérience sur un mât de 73 m à la station de Dumont d'Urville. Cette expérience a été conçue autour de deux problématiques : séparer le flux de neige provenant de l'érosion en surface de celui des chutes de neige, et quantifier les précipitations.

Dans une quatrième partie, les modèles de climat utilisés pour la production du dernier rapport du GIEC ont été évalués. Ce chapitre se divise en deux sous-parties : tout d'abord, les simulations des modèles pour la période actuelle ont été comparées aux observations issues de CloudSat, et ensuite les projections pour le prochain siècle ont été analysées.

Chapitre 1

Les précipitations en Antarctique et la mesure des précipitations

1.1	Enjeux	14
1.2	Caractéristiques des précipitations antarctiques	15
1.3	Complexité de la mesure des précipitations en Antarctique .	17
1.4	Mesure de l'accumulation de neige	18
1.5	Instruments utilisés pour la mesure in-situ des précipita- tions sous forme solide	19
1.6	Estimation des précipitations par télédétection	22
1.6.1	Les radars météorologiques	22
1.6.2	Télédétection passive	25
1.6.3	Télédétection des précipitations en Antarctique	28
1.7	Conclusion et perspectives	29

1.1 Enjeux

Avec une superficie d'environ 12 millions de km² (Fretwell et al., 2013), et des précipitations faibles, l'Antarctique constitue le plus grand désert de la planète. Malgré des chutes de neige peu importantes, l'accumulation de neige sur la calotte polaire représente une quantité d'eau équivalente à une contribution d'environ 6 mm/an sur le niveau des mers (Church et al., 2001), en raison de la taille du continent.

Le Global Precipitation Climatology Project (GPCP) est un projet du World Climate Research Programme dont l'objectif est de quantifier les précipitations sur l'ensemble du globe grâce à l'ensemble des mesures in-situ et satellites disponibles. La figure 1.1 montre le taux de précipitation estimé sur les continents à partir de mesures issues de pluviomètres par le Global Precipitation Climatology Project. Seul l'Antarctique n'est pas couvert par ce jeu de données par manque d'observations in-situ.

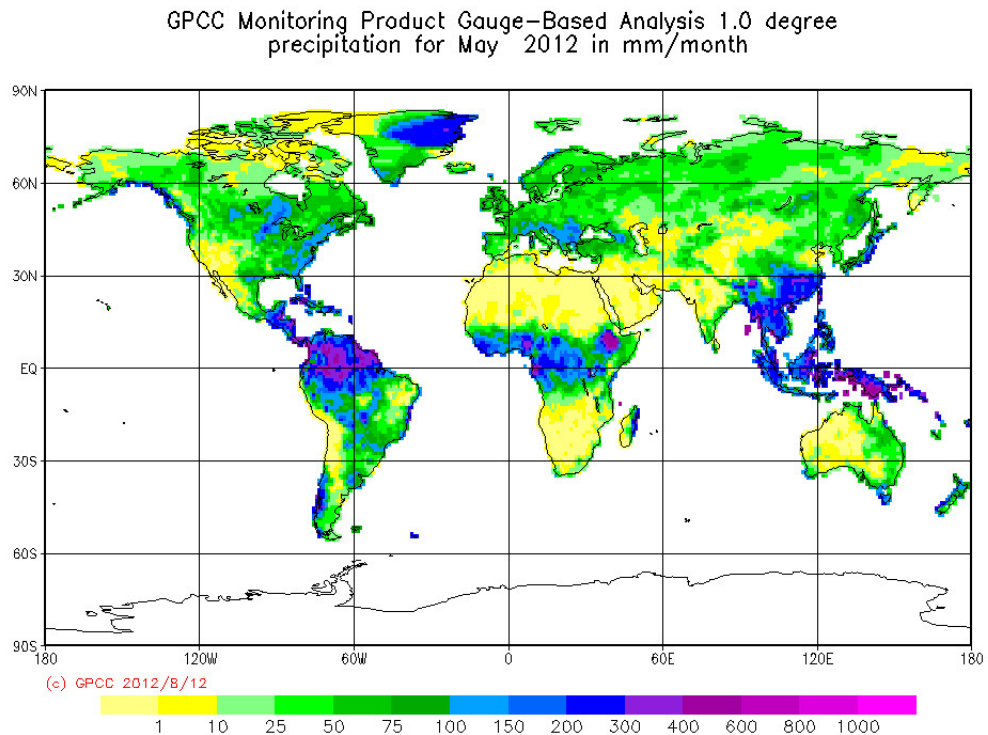


FIGURE 1.1 – Estimation des précipitations sur les continents par le Global Precipitation Climatology Project (GPCP). *Source : <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcp-global-precipitation-climatology-centre>.*

Aucune climatologie des précipitations en Antarctique n'a jamais été établie à partir d'observations. Or les modèles de climat divergent fortement dans leurs simulations des précipitations actuelles en Antarctique, de 150 à 550 mm/an pour les différents modèles du projet Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3) (Gentson et al., 2009a). Ces mêmes modèles projettent une augmentation comprise entre 0 et 50 % durant le XXI^{ème} siècle (Gentson et al., 2009a). Les simulations issues des modèles du projet Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) ont été analysées lors de cette thèse, et les résultats sont présentés dans le chapitre 4 de ce manuscrit. Les modèles de CMIP5 divergent également fortement dans leurs simulations des précipitations antarctiques.

Les réanalyses météorologiques, qui utilisent des observations afin de contraindre leurs simulations, ont également été utilisées pour estimer les précipitations antarctiques (Bromwich et al., 2011). Les précipitations ne sont pas assimilées dans les réanalyses météorologiques, mais des observations d'humidité et de température sont assimilées, et sont attendues pour améliorer la qualité des simulations. Bromwich et al. (2011) ont comparé six jeux de réanalyses et ont estimé un taux de précipitation moyen sur la calotte polaire variant de 145 à 203 mm/an selon le jeu de réanalyses.

Une augmentation de l'accumulation de neige de 25 % en Antarctique représenterait une contribution négative d'environ 1,6 mm/an sur le niveau des mers (Gregory and Huybrechts, 2006). Afin d'améliorer les modèles de climat et obtenir des projections moins divergentes, il est nécessaire de connaître l'état actuel des précipitations antarctiques et de comprendre les processus qui les contrôlent.

1.2 Caractéristiques des précipitations antarctiques

Les précipitations, principale contribution positive au bilan de masse de l'Antarctique, restent mal connues. Cela s'explique notamment par le manque d'observations quantitatives. Faute d'observation, les modèles de climat ont été utilisés pour caractériser les précipitations antarctiques. En régions côtières, les précipitations proviennent généralement de dépressions synoptiques (dépressions de grande échelle) arrivant de l'océan austral (Bromwich, 1988). Ces dépressions couplées à un effet orographique (ascendance d'une masse d'air liée à la topographie) lorsqu'elles arrivent sur le continent, provoquent des précipitations (Bromwich, 1988). Les régions périphériques et intérieures de la calotte polaire peuvent être séparées par l'altitude médiane du continent qui est de 2250m (figure 1.2). Environ les quatre cinquièmes des précipitations antarctiques tomberaient dans les régions périphériques avec une altitude inférieure à 2250 m, et c'est dans cette

région que les modèles prédisent la plus forte augmentation au cours du XXI^{ème} siècle (Genthon et al., 2009a). La surface avec une altitude supérieure à 2250 m caractérise le plateau d'Antarctique de l'Est. Cette partie du continent, où tomberait environ un cinquième des précipitations antarctiques, est moins influencée par les systèmes synoptiques provenant de l'océan austral. Les taux de précipitation sont de l'ordre de quelques dizaines de mm/an (Bromwich, 1988), et les hydrométéores sont de petites tailles (Walden et al., 2003). Des précipitations par ciel clair se formant par condensation, appelées "diamond dust", pourraient représenter une part importante des précipitations totales dans cette région (Bromwich, 1988; Fujita and Abe, 2006).

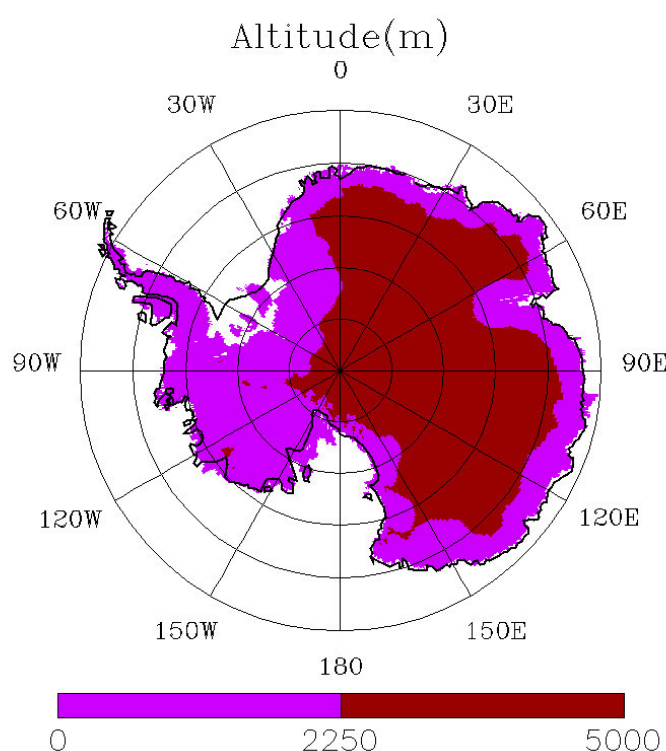


FIGURE 1.2 – Surface du continent Antarctique avec une altitude supérieure à 2250 m (rouge) et inférieure à 2250 m (violet).

1.3 Complexité de la mesure des précipitations en Antarctique

Le manque de mesure de précipitation en Antarctique s’explique tout d’abord par la difficulté de mesurer les précipitations sous forme solide (Goodison et al., 1998; Rasmussen et al., 2011). Dans des conditions ventées, les capteurs utilisés pour mesurer les précipitations solides ne recueillent pas toujours toutes les chutes de neige, notamment en raison de la turbulence créée par le vent autour du capteur. Cet effet conduit fréquemment à des erreurs de mesure de l’ordre de 20 à 50 % (Rasmussen et al., 2011). A cela vient s’ajouter le transport de neige par le vent qui amène parfois de la neige provenant du sol dans la zone de mesure du capteur. En Antarctique, ces difficultés sont accentuées par la violence des vents catabatiques (Parish and Bromwich, 1991; Wendler et al., 1997) qui balayent les régions côtières et engendrent du transport de neige (Gallée et al., 2005; Lenaerts and Van den Broeke, 2012). La neige peut parfois être transportée jusqu’à une hauteur de l’ordre de la centaine de mètres au-dessus de la surface (figure 1.3). La distinction entre chute de neige et neige provenant du sol est alors complexe. Par ailleurs, dans l’intérieur du continent, d’autres problèmes comme la formation fréquente de givre sur les instruments, des températures très basses (Hudson and Brandt, 2005; Genthon et al., 2011), et des taux de précipitation extrêmement faibles de l’ordre de quelques dizaines de mm/an (Bromwich, 1988), rendent la mesure délicate.



FIGURE 1.3 – Photo du “mur de neige” créé par le vent catabatique sur le glacier de l’Astrolabe près de Dumont d’Urville. *Source : Julien Guilhermet.*

Par ailleurs, les mesures in-situ ne permettraient pas à elles seules de couvrir l'ensemble du continent Antarctique. Il est nécessaire d'exploiter des données issues de satellites pour produire des climatologies de précipitation à l'échelle du continent. Or, les méthodes de télédétection des chutes de neige sont complexes à mettre en œuvre sur les calottes polaires (voir section 1.6).

1.4 Mesure de l'accumulation de neige

Si l'observation des précipitations antarctiques reste complexe, l'accumulation de neige sur la calotte polaire a été estimée grâce à des mesures glaciologiques couplées à une interpolation utilisant des données satellites micro-ondes passives (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006). Arthern et al. (2006) ont réalisé la carte d'accumulation la plus récente (figure 1.4), et estimé une accumulation moyenne de 143 mm/an sur le continent Antarctique. Cette valeur est relativement proche de celle reportée par Vaughan et al. (1999) qui était de 149 mm/an. Les mesures de terrain utilisées pour déterminer localement l'accumulation sont diverses : réseaux de balises, puits de neige, mesures de hauteur de neige avec des capteurs ultrasoniques, carottes de glace, et mesures radar (Eisen et al., 2008). L'accumulation, également appelé bilan de masse de surface (BMS), peut être exprimé de la manière suivante :

$$BMS = P - SU - ER - RU \quad (1.1)$$

avec P les précipitations, SU la sublimation, ER l'érosion causée par le transport de neige par le vent, et RU le runoff, c'est-à-dire le ruissellement d'eau liquide perdu dans l'océan.

L'accumulation représente la variable essentielle pour déterminer le bilan de masse de la calotte polaire. Néanmoins, dans le but de modéliser l'évolution future de l'Antarctique, il est nécessaire de connaître la contribution des différentes variables qui ont un impact sur le bilan de masse de surface (équation 1.1). Or, les différents termes de l'équation 1.1 sont inconnus. Le runoff est cependant considéré comme négligeable en Antarctique en raison du regel de la quasi-totalité de l'eau de fonte (Kuipers Munneke et al., 2012).

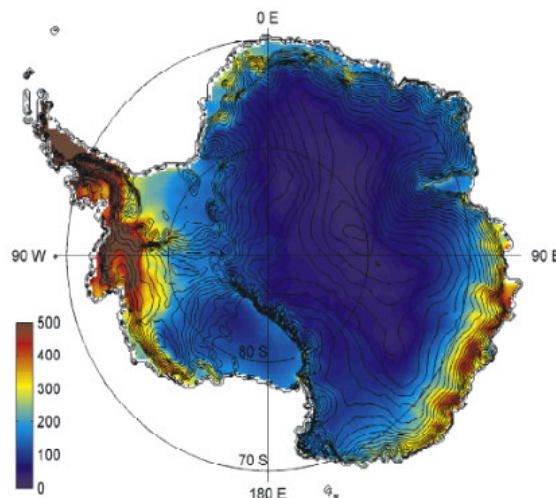


FIGURE 1.4 – Carte d’accumulation de neige en Antarctique (mm/an) déterminée par Arthern et al. (2006).

1.5 Instruments utilisés pour la mesure in-situ des précipitations sous forme solide

Au premier abord, la mesure des précipitations peut sembler assez directe : les hydrométéores tombent dans un collecteur, puis le volume ou le poids de l’eau collectée est ensuite mesuré de manière manuelle ou automatique. Pour la pluie, l’opération est presque aussi simple que cela, si ce n’est quelques erreurs liées à des pertes dues à l’évaporation et à l’écoulement de l’eau dans l’instrument (Goodison et al., 1998; Rasmussen et al., 2011). Les chutes de neige sont par contre bien plus complexes à quantifier. En raison de leurs densités et de leurs vitesses de chute plus faibles, les flocons de neige sont beaucoup plus influencés par le vent et la turbulence de l’air autour des capteurs, ce qui induit des erreurs importantes sur la mesure (Rasmussen et al., 2011). De plus, le transport de neige par le vent peut également être une autre source d’incertitude si la neige transportée parvient dans la zone de mesure du capteur.

Plusieurs types d’instruments ont été proposés pour mesurer les précipitations. Les pluviomètres les plus couramment utilisés sont en général composés d’un collecteur en forme d’entonnoir permettant de récupérer les précipitations. De nombreux capteurs fonctionnent avec des augets basculants placés en dessous du collecteur afin de rendre la mesure automatique (figure 1.5). Certains sont équipés de système de chauffage permet-

tant de faire fondre la neige arrivant sur le capteur. D'autres instruments comme ceux de la société Geonor utilisent des capteurs à corde vibrante pour mesurer la masse d'eau tombant dans un seau. En fonction de la tension appliquée sur le fil, le capteur renvoie un signal dont la fréquence permet de déterminer le taux de précipitation.

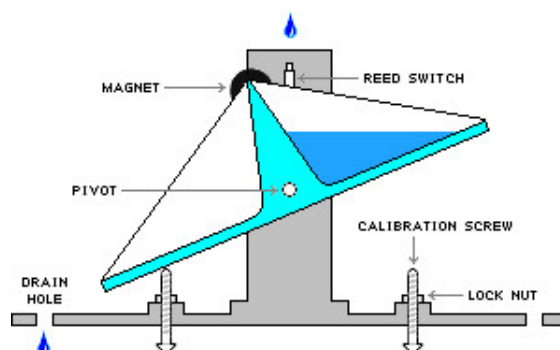


FIGURE 1.5 – Schéma d'un système d'augets basculants. *Source* : <http://www.weathershack.com/static/ed-tipping-bucket-rain-gauge.html>.

L'Organisation Météorologique Mondiale a désigné le Double Fence Intercomparison Reference (DFIR) comme capteur de référence pour la mesure des précipitations sous forme solide (Goodison et al., 1998). Le DFIR (figure 1.6) est composé d'une jauge manuelle (modèle russe Tretyakov) et de barrières orthogonales autour du capteur. Les lattes en bois qui composent les barrières sont espacées de manière à ce que la porosité des barrières soit de 50 %. La turbulence autour du capteur est ainsi diminuée tout en permettant à l'air de continuer à circuler. Le principal avantage du DFIR est la capacité du capteur à recueillir les chutes de neige avec un vent important. Selon Yang et al. (1993), le DFIR recueillerait plus de 90 % des précipitations solides avec un vent de 5 m/s. Néanmoins, les vents en Antarctique sont bien souvent supérieurs à 5 m/s (Parish and Bromwich, 1991). De plus, la configuration des barrières du DFIR n'empêche pas la neige transportée par le vent de passer en dessous des barrières, et de fausser la mesure.

Des capteurs optiques, également appelés disdromètres, comme le Biral VPF-730, le Snow Particle Counter (SPC-S7, Niigata Electric), ou le PWS100 de la société Campbell Scientific (figure 1.7 a) sont aussi utilisés. Ces instruments émettent un faisceau lumineux qui permet de déterminer le nombre, la vitesse, et le diamètre des particules en mesurant les variations d'énergie lumineuse reçues par des récepteurs photoélectriques. Cependant, la distinction entre précipitation et neige transportée par le vent reste difficile avec ce type d'instrument (Bellot et al., 2011).

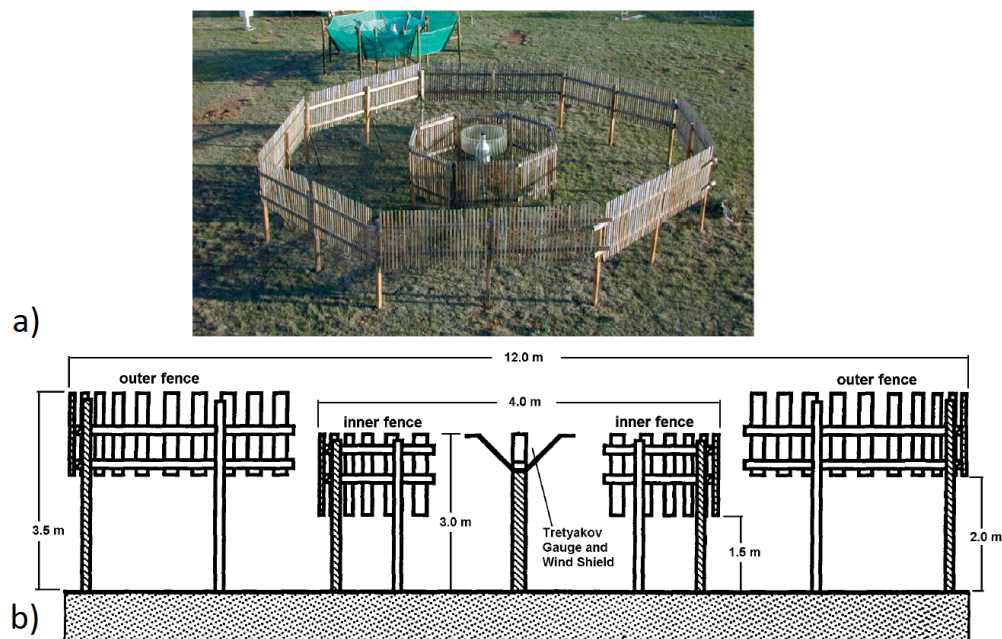


FIGURE 1.6 – a) Photo du Double Fence Intercomparison Reference (DFIR) (Rasmussen et al., 2010) b) Schéma du DFIR (Goodison et al., 1998).

Un nouveau capteur, appelé Hotplate (Rasmussen et al., 2010), a récemment été développé (figure 1.7 b). Deux plaques sont chauffées à la même température (supérieure à 75°C) et sont séparées par une isolation thermique. L'une est exposée aux précipitations, et l'autre en est isolée. En mesurant la différence d'énergie nécessaire pour chauffer les deux plaques à la même température, la chaleur latente de vaporisation est déterminée, ce qui permet de calculer le taux de précipitation. D'autres variables météorologiques comme la vitesse du vent, le rayonnement courtes et grandes longueurs d'onde, la température, et l'humidité sont également mesurées par d'autres capteurs présents sur l'instrument. La mesure de température permet de déterminer la phase des précipitations. Dès qu'il y a du vent, la capacité du capteur à collecter les précipitations n'est pas très bonne car le système nécessite que les hydrométéores restent sur la plaque jusqu'à évaporation. Néanmoins, une correction est appliquée sur le taux de précipitation en fonction de la vitesse du vent mesurée. Cependant, avec de forts vents, le capteur ne semble pas aussi performant que dans des conditions calmes (Rasmussen et al., 2010).

L'incertitude de mesure est difficile à estimer avec ces différents types d'instruments. Quelques intercomparaisons de capteurs pour la mesure des chutes de neige ont été

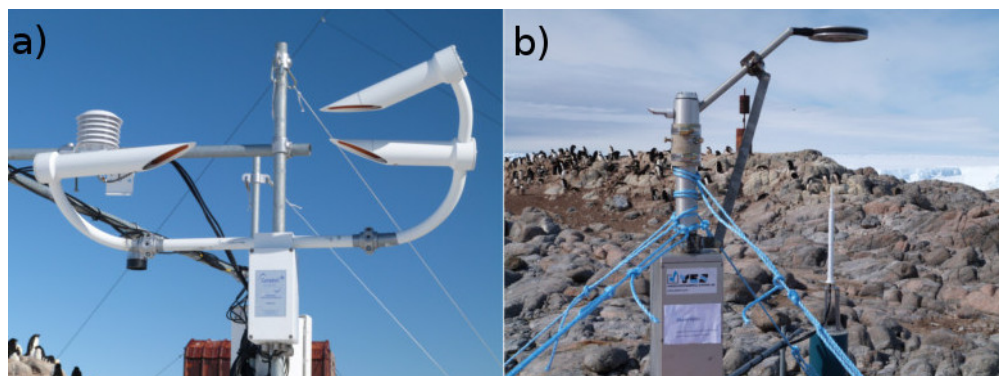


FIGURE 1.7 – Un disdromètre PWS100 de la société Campbell Scientific (a) et un hot-plate commercialisé par la société Yankee Environmental Systems (b) installés sur la base de Dumont d’Urville.

réalisées en prenant le DFIR comme référence (Goodison et al., 1998; Rasmussen et al., 2011). Cependant, même avec le DFIR, des incertitudes subsistent, notamment sur sa capacité à recueillir l’ensemble des précipitations avec un vent fort, et sur l’influence du transport de neige par le vent.

En Antarctique, ces instruments ne semblent pas adéquats pour la mesure des précipitations directement. Aucun d’entre eux ne permet de séparer le transport de neige par le vent des précipitations. De plus, les températures sur le plateau d’Antarctique de l’Est sont souvent en dessous des températures limites de fonctionnement de ces capteurs.

1.6 Estimation des précipitations par télédétection

1.6.1 Les radars météorologiques

Les radars météorologiques sont couramment utilisés pour quantifier les précipitations. Un radar envoie un signal dans les micro-ondes et mesure la part de ce signal qui est rétrodiffusée en fonction de la distance du capteur. Il fournit donc des profils de réflectivité, ce qui permet de déduire la structure verticale des nuages et des précipitations. En fonction de leur fréquence, les radars sont classés en différentes catégories (tableau 1.1). Les bandes généralement utilisées pour estimer les précipitations avec des radars au sol sont les bandes S, C, et X (Van de Beek et al., 2010). Pour des raisons techniques comme la masse, la taille, ou la consommation électrique des capteurs, les radars embarqués sur des satellites opèrent à des fréquences plus élevées que les radars au sol (Iguchi,

2003). Ainsi, les bandes Ku, Ka, et W sont utilisées par des radars embarqués à bord de satellites pour l'étude des précipitations (Kummerow et al., 1998; Stephens et al., 2008; Hou et al., 2013).

Plus la longueur d'onde du radar est élevée, plus le signal pénètre dans les nuages, mais moins il est sensible aux petites particules. La fréquence étant inversement proportionnelle à la longueur d'onde, les radars fonctionnant dans la bande S sont particulièrement adaptés à l'étude des précipitations dans les régions tropicales. Les pluies sont généralement intenses, et le signal n'est pas trop atténué par les précipitations. La bande X est plus adaptée pour des études à de plus hautes latitudes, là où les précipitations sont moins fortes. Par ailleurs, certains radars permettent d'estimer la vitesse de chute des hydrométéores par effet doppler. D'autres radars envoient deux impulsions, une en polarisation horizontale, et une autre en polarisation verticale, ce qui permet d'obtenir des informations sur la forme des hydrométéores, et de déterminer la phase des précipitations (liquide ou solide).

Tableau 1.1 – Noms des bandes de fréquence utilisées en radar définis par l'IEEE (Institute of Electrical and Electronics Engineers).

Nom de la bande	Gamme de fréquence
HF	3 - 30 MHz
VHF	30 - 300 MHz
UHF	300 - 1000 MHz
L	1 - 2 GHz
S	2 - 4 GHz
C	4 - 8 GHz
X	8 - 12 GHz
Ku	12 - 18 GHz
K	18 - 27 GHz
Ka	27 - 40 GHz
V	40 - 75 GHz
W	75 - 110 GHz
mm	110-300 GHz

Les radars embarqués sur des satellites pour l'étude des précipitations sont peu nombreux. La mission Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) fut la première à envoyer un radar dans l'espace pour l'étude des précipitations en novembre 1997 (Kummerow et al., 1998). Ensuite seul le projet Global Precipitation Measurement (GPM) a

lancé un radar spécialement conçu pour l'étude des précipitations sur un satellite en février 2014 (Hou et al., 2013). Par ailleurs, le radar à bord du satellite CloudSat, lancé en avril 2006, a été développé pour l'étude des nuages mais permet également de quantifier les précipitations (Stephens et al., 2008).

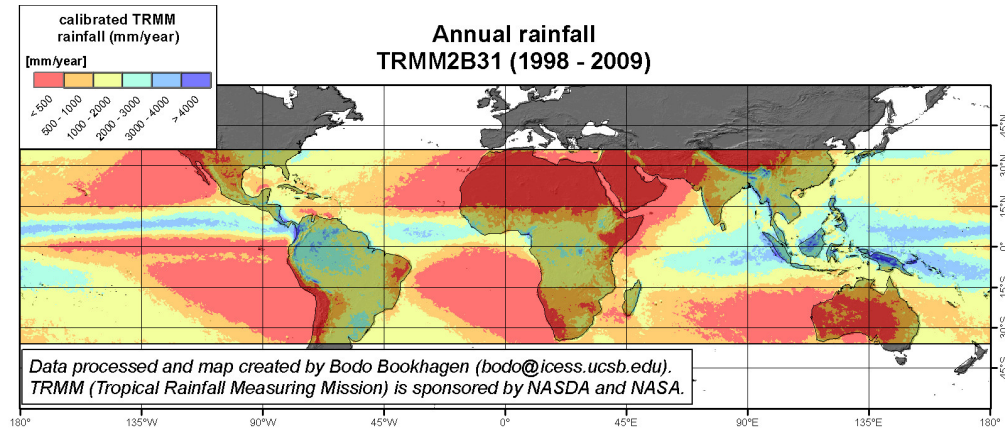


FIGURE 1.8 – Les précipitations moyennes estimées par TRMM entre 1998 et 2009. La carte est produite à partir de données provenant du PR (precipitation radar) et du TMI (TRMM Microwave Imager). Source : <http://www.geog.ucsb.edu/~bodo/TRMM>.

TRMM a permis d'acquérir un jeu de données unique de 1997 à aujourd'hui pour l'étude des précipitations tropicales entre les latitudes de 35°S à 35°N (figure 1.8). GPM a notamment à son bord un radar avec deux fréquences (13,6 et 35,5 GHz), ce qui permet d'être plus sensible à des précipitations de différentes intensités, et d'obtenir de meilleures informations sur la distribution en taille des particules. Le radar du GPM a une couverture spatiale allant de 65°S à 65°N . Dans les régions polaires, seul le radar embarqué sur le satellite CloudSat a fourni des données pour l'étude des précipitations, sa couverture spatiale allant de 82°S à 82°N . De plus, sa fréquence, 94 GHz (bande W) par rapport à 13,8 GHz (bande Ku) pour TRMM, et 13,6/35,5 GHz (bandes Ku et Ka) pour GPM, le rend particulièrement sensible aux précipitations de faible intensité. La figure 1.9 montre une estimation du taux de chute de neige moyen de juillet 2006 à juin 2007 obtenu avec CloudSat sur l'ensemble de la planète (entre 82°S et 82°N) à une résolution spatiale de 5° (Liu, 2008). Bien que globales, ces observations n'ont pas été validées en Antarctique et ne couvrent par ailleurs qu'une seule année.

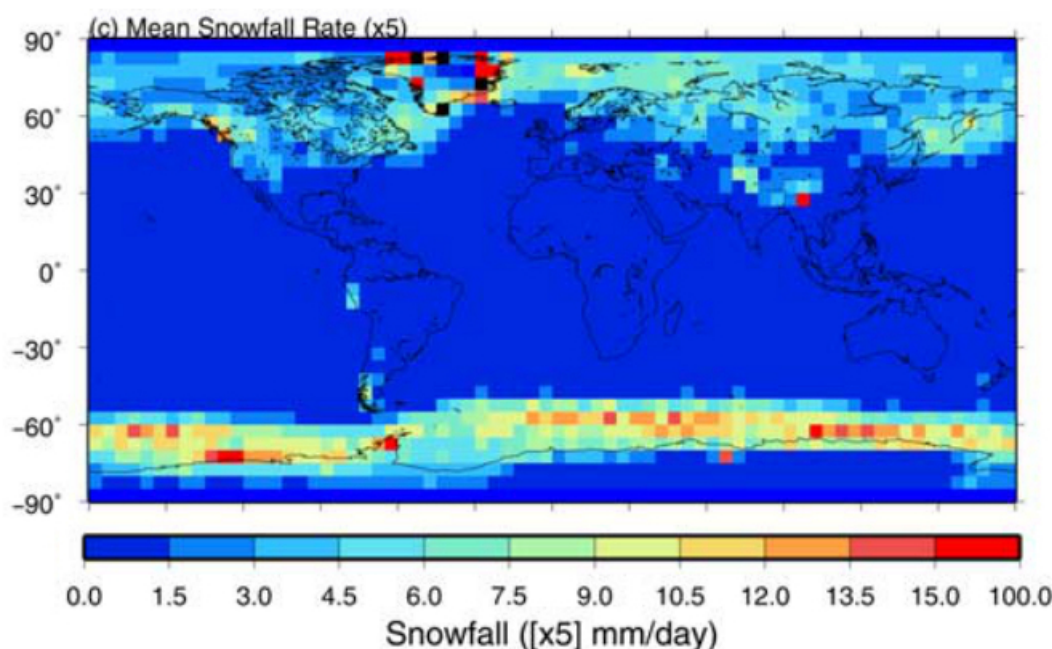


FIGURE 1.9 – Taux de chute de neige moyen estimé avec CloudSat durant la période juillet 2006 - juin 2007 sur une grille de $5^\circ \times 5^\circ$. *Source : Liu (2008).*

1.6.2 Télédétection passive

La plupart des méthodes de télédétection spatiale des précipitations utilisent des capteurs passifs, c'est-à-dire des instruments qui mesurent le rayonnement électromagnétique émis par la surface de la Terre et par les nuages. Deux types d'approches ont été développées : soit à partir de longueurs d'onde dans le visible (380 - 780 nm) et l'infrarouge (0,78 - 1000 μm), soit à partir de longueurs d'onde dans les micro-ondes (1 - 300 mm). Il existe des données disponibles dans le visible, l'infrarouge, et les micro-ondes depuis la fin des années soixante-dix. Les algorithmes développés à partir de fréquences dans le visible et l'infra-rouge utilisent généralement des satellites géostationnaires (Levizzani et al., 2001; Kidd et al., 2009), c'est-à-dire placés en orbite dans le plan équatorial de la Terre à une altitude d'environ 35800 km. Sur une orbite géostationnaire, les satellites ont une vitesse angulaire identique à celle de la Terre, ils apparaissent donc fixes par rapport à un point sur la Terre. Il est donc possible d'obtenir des observations quasiment en continu de la région observée avec les satellites géostationnaires. En revanche, ils ne permettent pas de couvrir les régions polaires. Les algorithmes d'estimation des préci-

pitations développés à partir de fréquences dans les micro-ondes utilisent des satellites placés en orbite terrestre basse (Kidd et al., 2009), c'est-à-dire à quelques centaines de kilomètres au-dessus de la surface. Il est possible de couvrir les régions polaires avec ce type d'orbite, mais la résolution temporelle des observations est largement moins bonne qu'avec des satellites géostationnaires (environ deux fois par jour par satellite (Kidd et al., 2009)).

Les algorithmes utilisant des fréquences dans le visible et l'infrarouge (par exemple Arkin and Meisner, 1987; Ba and Gruber, 2001) ont été construits à partir de données fournies par des satellites comme GOES, METEOSAT, ou GMS (tableau 1.2). Ils sont basés sur des méthodes indirectes comme la mesure de la réflectance des nuages dans le visible, et de la température au sommet des nuages dans l'infrarouge. La réflectance d'un nuage dans le visible est liée à son épaisseur. Ainsi si un nuage a une réflectance élevée, il est probablement épais, et a des chances de précipiter. De plus, la texture du sommet des nuages est accessible dans le visible et permet de distinguer les nuages dont le sommet est rugueux, caractéristique des nuages convectifs, des nuages dont le sommet est lisse comme les stratus (Kidd et al., 2009). Des observations à des fréquences dans le proche infra-rouge permettent par ailleurs de fournir des informations supplémentaires sur la taille ou la phase des hydrométéores au sommet des nuages. Néanmoins, l'utilisation de fréquence dans le visible est dépendante du rayonnement solaire, et n'est donc pas possible durant la nuit.

A l'inverse, les observations de température dans l'infra-rouge sont accessibles de jour comme de nuit. Si la température au sommet du nuage est froide, alors le sommet du nuage est élevé, ce qui signifie que le nuage est probablement épais et a le potentiel de produire des précipitations. Cependant, des nuages fins avec une altitude élevée comme des cirrus peuvent apparaître comme des nuages précipitants, alors que des précipitations provenant de nuages bas et chauds comme des stratus peuvent être manquées avec ce type d'algorithme (Kidd et al., 2009).

Dans le visible et l'infrarouge, les nuages sont opaques, et les précipitations sont déduites à partir des propriétés du sommet des nuages. Dans les micro-ondes, les radiomètres sont sensibles aux hydrométéores présents dans les nuages. Ces méthodes sont donc plus directes que celles utilisant des fréquences dans le visible et l'infrarouge. Selon la fréquence utilisée, le signal est plus ou moins influencé par les précipitations sous forme liquide ou solide (Bauer et al., 2005). Les algorithmes ayant pour objectif la quantification de chutes de neige utilisent généralement des fréquences plus élevées que ceux utilisés pour estimer des taux de pluie (Stephens and Kummerow, 2007), en raison d'une

Tableau 1.2 – Acronymes utilisés pour nommer les satellites et les capteurs.

Acronyme	Nom du satellite / capteur
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System
AMSR-2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
ATMS	Advanced Technology Microwave Sounder
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPM	Global Precipitation Measurement
MHS	Microwave Humidity Sounder
MSU	Microwave Sounding Unit
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
VIRS	Visible and Infrared Scanner

plus grande sensibilité de ces fréquences aux hydrométéores sous forme solide (Bauer et al., 2005). Ainsi des fréquences comme 150 et 183 GHz sont généralement employées pour quantifier des chutes de neige, alors que des fréquences comprises entre 19 et 89 GHz sont habituellement utilisées pour l'estimation de taux de pluie (Bauer et al., 2005). De nombreux capteurs possèdent ou ont eu des bandes de fréquence dans les micro-ondes appropriées pour l'étude des précipitations comme SMMR, SSM/I, SSMIS, MSU, AMSU, MHS, AMSR, AMSR-E, AMSR-2, TMI, ou ATMS (tableau 1.2)...

Les algorithmes développés pour l'étude des chutes de neige dans les micro-ondes passives exploitent la diffusion des particules de glace, qui a pour conséquence de diminuer la température de brillance mesurée avec les satellites (Bennartz and Bauer, 2003). Cependant, l'émission des gouttes d'eau présentes dans les nuages amène à une augmentation de la température de brillance (Liu and Curry, 2003; Liu and Seo, 2013). En raison de la compensation des effets de la diffusion des particules de glace et de l'émission des gouttes d'eau sur la température de brillance, la signature des chutes de neige est complexe à identifier par télédétection micro-ondes passives (Liu and Seo, 2013). Si plu-

sieurs études ont montré une diminution de la température de brillance lors de chutes de neige (Katsumata et al., 2000; Bennartz and Bauer, 2003; Noh et al., 2006), des chutes de neige peuvent également avoir comme signature une augmentation de la température de brillance dans certaines conditions (Liu and Seo, 2013).

Dans les régions polaires, une difficulté supplémentaire au développement d’algorithmes utilisant des radiomètres vient de la surface recouverte de neige qui contamine les signaux micro-ondes. Il est alors difficile de séparer la contribution de la surface de celle des hydrométéores (Noh et al., 2009; Liu and Seo, 2013).

1.6.3 Télédétection des précipitations en Antarctique

L’altimétrie satellitaire a été largement utilisée pour évaluer l’accumulation de neige sur la calotte polaire Antarctique (Wingham et al., 1998; Davis et al., 2005; Wingham et al., 2006). Cependant, l’estimation des précipitations antarctiques par télédétection est plus complexe, et peu d’études ont porté sur ce sujet.

Bindschadler et al. (2005) ont développé une méthode afin de détecter les événements de précipitation en Antarctique à partir du radiomètre SSM/I. La méthode ne tentait pas de détecter les hydrométéores dans les nuages, mais un changement d’émissivité de la surface causé par la présence de neige fraîche, l’émissivité représentant le rapport entre l’énergie rayonnée par un matériau et l’énergie rayonnée par un corps noir à la même température. Dans les micro-ondes et en négligeant la réflexion à la surface, la température de brillance mesurée avec les radiomètres est égale au produit de l’émissivité par la température réelle. Ainsi, une couche de neige fraîche ayant une émissivité plus élevée qu’une neige plus ancienne, la détection d’une nouvelle couche de neige se traduirait par une augmentation de l’émissivité (Bindschadler et al., 2005). L’algorithme n’était cependant pas quantitatif, et était sensible à d’autres processus comme les changements de température de surface (Bindschadler et al., 2005).

Boening et al. (2012) ont montré que les taux de précipitation calculés entre 2006 et 2011 à partir des données du radar CloudSat et des réanalyses ERA Interim sont similaires dans la région 30 ° W - 60 ° E, 65 ° S - 80 ° S en Antarctique. De plus, les anomalies du champ de gravité déterminées avec le satellite GRACE indiquent des variations de masse significatives lors de forts événements de précipitation observés avec CloudSat et simulés par les réanalyses ERA Interim. Ceci suggère par ailleurs que les variations du bilan de masse de surface dans cette région étaient principalement causées par les précipitations durant cette période (Boening et al., 2012).

1.7 Conclusion et perspectives

Que ce soit depuis le sol ou l'espace, l'observation des précipitations en Antarctique est complexe. C'est pourquoi, malgré l'importance des précipitations pour déterminer et modéliser le bilan de masse de la calotte polaire, très peu d'études ont porté sur ce sujet. Afin de produire des climatologies de précipitation à l'échelle du continent, le faible nombre de stations scientifiques installées en Antarctique impose d'avoir recours à des méthodes de télédétection spatiale.

En télédétection micro-ondes passives, les contributions des hydrométéores et de la surface sont difficiles à séparer au-dessus des surfaces recouvertes de neige. En réalisant des profils verticaux de réflectivité qui permettent d'obtenir des informations sur la structure verticale des nuages et des précipitations, les radars météorologiques pourraient représenter une alternative intéressante. Depuis 2006, le radar embarqué à bord du satellite CloudSat a fourni les premières données radar issues d'un satellite dans les régions polaires (jusqu'à 82 ° S). Néanmoins, la surface contamine les données issues de CloudSat dans le premier kilomètre au-dessus de la surface, ce qui empêche de détecter les précipitations proches de la surface (Stephens et al., 2008; Liu, 2008).

Le développement de méthodes de mesure in-situ des précipitations reste nécessaire afin de valider et améliorer les observations satellites. En région côtière, la principale difficulté réside dans l'identification des contributions du transport de neige par le vent et des chutes de neige. Pour cela, des méthodes de profilage sur des mâts pourraient permettre de mieux identifier les différents types d'évènements : transport de neige sans précipitation, chute de neige avec transport de neige par le vent, et chute de neige uniquement. Une chute de neige sans transport de neige devrait apparaître de la même façon à différentes hauteurs, alors qu'un gradient devrait apparaître lors d'évènements de transport de neige par le vent (Naaïm-Bouvet et al., 2014). Dans l'intérieur du continent, la mesure in-situ des précipitations semble plus difficile en raison de la formation de givre sur les instruments, des taux de précipitations extrêmement faibles, et des contraintes techniques liées aux basses températures.

Chapitre 2

Observation des précipitations en Antarctique par télédétection spatiale

2.1	Le radar CloudSat	34
2.1.1	La mission CloudSat	34
2.1.2	Principe des mesures radar en météorologie	35
2.2	Résumé étendu de l'article “How much snow falls on the Antarctic ice sheet ?”	38
2.3	Article “How much snow falls on the Antarctic ice sheet ?” Palerme et al., 2014	41
2.4	Etudes complémentaires	59
2.4.1	Variabilité saisonnière	59
2.4.2	Variabilité interannuelle	62
2.5	Conclusion et perspectives	64

2.1 Le radar CloudSat

2.1.1 La mission CloudSat

Durant ces travaux de recherche, les données radar ont été acquises par le sondeur vertical de nuage (Cloud Profiling Radar, CPR) embarqué à bord de la plateforme CloudSat. CloudSat fait partie de la constellation de satellites Afternoon Train (A-train), qui comporte également cinq autres satellites pour l'observation de la Terre placés sur la même orbite en 2014 : Aqua, Aura, CALIPSO, GCOM-W1, et OCO-2. CloudSat a été développé en collaboration entre l'agence spatiale canadienne (CSA) et l'agence spatiale américaine (NASA) pour l'étude des nuages. Il a été lancé le 28 avril 2006, et a fourni des données de manière continue jusqu'au mois d'avril 2011. Depuis, un problème de batterie l'empêche de fonctionner durant la nuit. Cependant il fournit toujours des données pendant la journée.

Le satellite CloudSat est en orbite circulaire autour de la Terre à une altitude d'environ 705 km (Stephens et al., 2008). Il a une période orbitale d'environ 99 minutes, et un cycle orbital de 16 jours. Son orbite est quasi-polaire, ce qui permet d'observer la Terre de 82° S à 82° N, et héliosynchrone c'est-à-dire qu'il survole un lieu donné toujours à la même heure locale. Son empreinte au sol (zone de mesure) est de 1,7 km le long de l'orbite et de 1,3 km perpendiculairement à l'orbite.

Le CPR a une fréquence de 94 GHz et fonctionne au nadir, c'est-à-dire qu'il sonde l'atmosphère verticalement (Stephens et al., 2008). Il a une sensibilité minimale d'environ -28 dBZ et permet d'obtenir des profils de réflectivité de la surface à environ 30 km d'altitude avec une résolution verticale de 240 m. Cependant la surface contamine les premières centaines de mètres au-dessus de la surface, ce qui rend cette partie du profil inexploitable. La hauteur de cette partie contaminée dépend du type de surface (Liu, 2008). Elle est plus petite au-dessus de l'océan qu'au-dessus des continents, et plus importante en région de montagne, là où la surface n'est pas plane.

La figure 2.1 montre un profil de réflectivité obtenu avec CloudSat près de Dumont d'Urville en Antarctique. La réflectivité de CloudSat est principalement sensible à la taille des hydrométéores présents dans l'atmosphère. Lorsque la réflectivité est élevée (> -15 dBZ), les hydrométéores sont considérés comme étant suffisamment gros pour pouvoir précipiter (Haynes et al., 2009). Le profil de réflectivité de la figure 2.1 montrant de fortes valeurs, il est très probable qu'il y ait eu des précipitations durant cet événement.

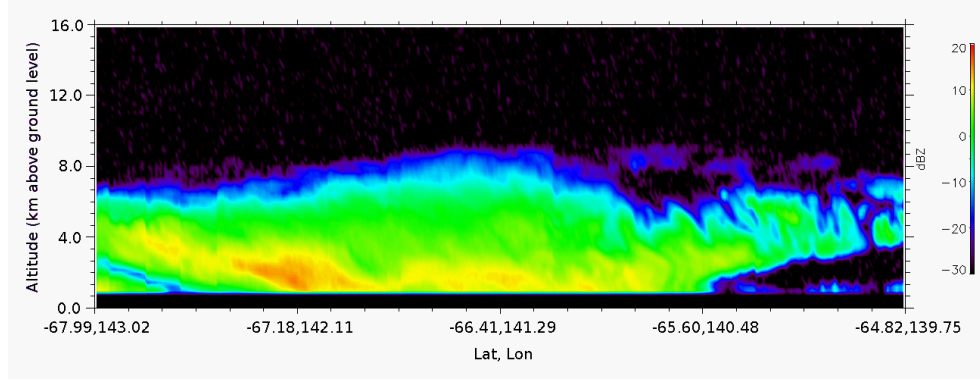


FIGURE 2.1 – Profil de réflectivité obtenu avec CloudSat près de Dumont d’Urville le 21 janvier 2009. Les données sont issues du produit 2B-GEOPROF (Mace, 2004). *Source : Jennifer E. Kay.*

2.1.2 Principe des mesures radar en météorologie

Réflectivité radar

Le radar envoie un signal électromagnétique à une certaine fréquence (94 GHz pour CloudSat), et mesure la part de ce signal qui est réfléchi par les différentes particules présentes dans l’atmosphère (la réflectivité) en fonction de la distance du radar. L’instrument réalise donc des profils de réflectivité de l’atmosphère. Plus la fréquence du radar est élevée, moins l’instrument pénètre dans les nuages, mais plus il est sensible aux petites particules présentes dans l’atmosphère. L’expression de la réflectivité Ze pour un radar fonctionnant à 94 GHz est donnée par la formule suivante (Wood et al., 2013) :

$$Ze(R) = \frac{\Lambda^4}{\|Kw\|^2 \pi^5} \exp \left[-2 \int_{S=0}^{S=R} \beta_{ext}(s) ds \right] \int_{Dmin}^{Dmax} N(D, R) \sigma_{bk}(D, R) dD \quad (2.1)$$

L’équation 2.1 peut se diviser en trois termes différents. La première partie de l’équation est une constante :

$$\frac{\Lambda^4}{\|Kw\|^2 \pi^5}$$

avec Λ la longueur d’onde du radar, et $\|Kw\|^2$ le facteur diélectrique de l’eau liquide.

La seconde partie de l’équation 2.1 correspond à l’atténuation du signal transmis et réfléchi. C’est la partie du signal perdue due à la diffusion et à l’absorption des

hydrométéores et des gaz présents dans l'atmosphère :

$$\exp \left[-2 \int_{S=0}^{S=R} \beta_{ext}(s) ds \right]$$

avec R la distance entre le CPR et le volume mesuré, s la position le long du faisceau radar, et β_{ext} le coefficient d'extinction de volume le long du faisceau radar.

La dernière partie de l'équation 2.1 correspond au signal rétrodiffusé par les hydrométéores :

$$\int_{Dmin}^{Dmax} N(D, R) \sigma_{bk}(D, R) dD$$

avec D le diamètre des particules, $N(D, R)$ le nombre de particules de diamètre D à la distance R du CPR, et $\sigma_{bk}(D, R)$ la section transversale de rétrodiffusion des particules de diamètre D à la distance R du CPR.

Taux de chute de neige

Le taux de chute de neige à une distance R du CPR peut être exprimé de la façon suivante (Wood et al., 2013) :

$$S(R) = \frac{1}{\rho_{liq}} \int_{Dmin}^{Dmax} N(D, R) m(D, R) V(D, R) dD \quad (2.2)$$

avec ρ_{liq} la densité de l'eau liquide, $m(D, R)$ la masse des particules, et $V(D, R)$ la vitesse de chute des particules. Le taux de chute de neige S est exprimé en mm équivalent eau. C'est pourquoi la densité de l'eau liquide ρ_{liq} est utilisée dans l'équation 2.2.

La distribution en taille des particules et la masse des particules sont déterminées en comparant la réflectivité mesurée par CloudSat avec la réflectivité simulée par un modèle. Ce modèle a été développé à partir d'études antérieures (Mitchell, 1996), et d'observations réalisées pendant une campagne de terrain dédiée à la validation des satellites CloudSat et Calipso (Hudak et al., 2006). Il utilise une description de la distribution en taille des particules (Marshall and Palmer, 1948), de la masse et de la forme des particules (Locatelli and Hobbs, 1974; Mitchell, 1996) et des propriétés de diffusion des particules (Draine and Flatau, 1994).

Ensuite, la vitesse de chute des particules peut être déterminée à partir de relations physiques. Tout d'abord, le nombre sans dimension de Best X (ou de Davies) est calculé (Mitchell, 1996) :

$$X(D) = C_d Re^2 = \frac{2D^2 \rho_a g m(D)}{\mu^2 Ap(D)} \quad (2.3)$$

où C_d est le coefficient de trainée, Re le nombre de Reynolds, ρ_a la masse volumique de l'air, g la gravité, μ la viscosité dynamique de l'air, et Ap l'aire des particules projetée dans le sens du mouvement.

Le coefficient de trainée C_d (drag coefficient en anglais) est un nombre sans dimension caractéristique de la forme des hydrométéores. Il est défini par l'expression de la force de trainée F_D :

$$F_D = \frac{1}{2} \rho_a V^2 C_D Ap \quad (2.4)$$

La force de trainée représente la force qui s'oppose au mouvement d'un objet se déplaçant dans un fluide. Elle se divise en deux composantes : la trainée de frottement et la trainée de pression. Lorsqu'un objet se déplace dans un fluide, le fluide exerce une pression plus forte sur l'avant que sur l'arrière de l'objet, la force résultante est appelée trainée de pression. Plus l'objet a une forme aérodynamique, moins la trainée de pression sera importante. La trainée de frottement représente les forces de frottement qui s'exercent entre le fluide et l'objet. Dans l'écoulement d'un fluide sur une surface, on constate au voisinage immédiat de la surface un ralentissement du fluide. L'épaisseur où le fluide est ralenti définit la couche limite.

Une fois le nombre de Best X calculé, il devient possible de calculer le nombre de Reynolds Re avec la formule suivante :

$$Re(D) = \frac{\delta_0^2}{4} \left[\left(1 + \frac{4\sqrt{X(D)}}{\delta_0^2 \sqrt{C_0}} \right)^{1/2} - 1 \right]^2 - a_0 [X(D)]^{b_0} \quad (2.5)$$

où δ_0 est une constante relative à la hauteur de la couche limite et C_0 est une constante représentant le coefficient de trainée dans des conditions où la trainée de pression est largement supérieure à la trainée de frottement. a_0 et b_0 sont deux constantes qui valent respectivement 0,0017 et 0,8 (Mitchell and Heymsfield, 2005).

Une fois le nombre de Reynolds calculé, il devient alors possible de déterminer la vitesse de chute des hydrométéores avec l'expression suivante :

$$V(D) = \frac{Re(D)\mu}{\rho_a D} \quad (2.6)$$

Ensuite, le taux de chute de neige peut être calculé grâce avec l'équation 2.2.

2.2 Résumé étendu de l'article “How much snow falls on the Antarctic ice sheet ?”

Cette partie est issue d'un article publié dans *The Cryosphere* (Palerm et al., 2014). Elle est écrite en anglais avec au préalable un résumé étendu de l'étude en français.

Contexte

Les précipitations représentent la principale contribution positive au bilan de masse de la calotte glaciaire Antarctique. Pourtant les observations de précipitation en Antarctique sont quasi-inexistantes. Cela s'explique par plusieurs facteurs. Tout d'abord par la complexité d'obtenir des observations in situ : les vents catabatiques violents et fréquents qui balayent les régions côtières engendrent du transport de neige par le vent, ce qui rend la mesure des précipitations difficile. Dans l'intérieur du continent, où les taux de précipitation sont extrêmement faibles (de l'ordre de quelques dizaines de millimètres par an), les capteurs doivent être capables de mesurer des taux de précipitation particulièrement faibles. Par ailleurs, l'Antarctique étant un continent inhabité, seuls les satellites permettent d'acquérir des données sur l'ensemble du continent. Cependant, la mesure des précipitations par télédétection micro-onde passive, largement utilisée dans d'autres régions du monde, est délicate en Antarctique, notamment en raison de la présence de neige sur presque toute la surface du continent. CloudSat a permis d'acquérir les premières données depuis un radar embarqué à bord d'un satellite dans les régions polaires. Ces données ont rendu possible la construction d'une première climatologie des précipitations en Antarctique.

Données et méthodes

Dans cette étude, deux produits issus des données de CloudSat ont été utilisés. Le premier produit, appelé 2C-PRECIP-COLUMN (Haynes et al., 2009), permet d'estimer la phase et la fréquence des précipitations. Il est basé sur la réflectivité radar au sixième niveau au-dessus de la surface (environ 1300 m) au-dessus des continents, afin d'éviter d'être affecté par la contamination de la surface. Les précipitations qui se forment en dessous de 1300 m au-dessus de la surface sont donc manquées dans ce produit. La phase des précipitations (liquide, mixte, ou solide) est déterminée avec la température à 2 m prédite par les analyses du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF en anglais). De plus, un modèle de couche de fusion permet d'estimer la

fraction fondue des précipitations. En fonction de la phase, différents seuils de réflectivité permettent d'établir une probabilité de précipitation (pas de précipitation, évènement possible, ou évènement certain). Ce produit fournit donc des "flags" indiquant à la fois la phase des précipitations et une probabilité de précipitation.

Le second produit, nommé 2C-SNOW-PROFILE (Wood, 2011; Wood et al., 2013), permet d'estimer les taux de chute de neige. Lorsque le produit 2C-PRECIP-COLUMN indique un évènement de précipitation certain ou possible, et une phase solide ou mixte avec une fraction fondue inférieure à 0,1, le produit 2C-SNOW-PROFILE fournit un taux de chute de neige. Pour cela, l'algorithme utilise une relation entre la réflectivité radar au cinquième niveau au-dessus de la surface (pour éviter une contamination de la surface) et le taux de chute de neige (voir la partie précédente "Principe des mesures radar en météorologie").

Ce produit fournit également une incertitude sur le taux de chute de neige (Wood, 2011; Wood et al., 2013). Pour estimer cette incertitude, il est nécessaire de déterminer les incertitudes à la fois sur les observations et sur le modèle utilisé pour estimer le taux de chute de neige. Les observations et le modèle comportent des incertitudes à la fois systématiques et aléatoires. Pour les observations, le bruit sur les profils de réflectivité observés constitue une incertitude aléatoire qu'il est possible d'estimer (Wood, 2011). Par ailleurs, il est possible qu'il existe des incertitudes systématiques sur l'étalonnage du radar, mais celles-ci sont inconnues. Une part importante de l'incertitude du modèle provient de l'évaluation de la masse, la forme, et la vitesse des particules, ainsi que sur les propriétés de rétrodiffusion des particules (Wood, 2011). La moyenne et l'écart-type de ces paramètres ont été estimés à partir d'observations réalisées durant une campagne de terrain en Amérique du Nord (Hudak et al., 2006) et sont supposés invariables d'un point de vue spatial.

Dans cette étude, la phase et la fréquence des précipitations, ainsi que le taux de chute de neige ont été estimés sur une grille de 1° en latitude par 2° en longitude pour la période août 2006-avril 2011.

Résultats et discussion

Les données de CloudSat ont été comparées aux réanalyses ERA Interim. Les deux jeux de données ont montré de bons accords, ce qui est encourageant pour la fiabilité à la fois des produits CloudSat et des réanalyses ERA Interim. Le taux de chute de neige moyen sur le continent Antarctique jusqu'à 82° S pour la période août 2006 - avril 2011 a été estimé à 171 mm/an. Il est relativement proche de celui simulé par ERA Interim pendant la même période : 163 mm/an.

Cependant, il n'a pas été possible d'estimer une incertitude sur l'estimation des taux de chute de neige moyens sur la période d'août 2006 à avril 2011, les parts des incertitudes aléatoires et systématiques restant inconnues. Néanmoins, lorsque les données sont moyennées sur plusieurs années, la part des incertitudes aléatoires diminue, et l'incertitude globale sur une période de 4,7 ans devrait être relativement faible.

L'échantillonnage temporel de CloudSat a été testé. A chaque passage du satellite au-dessus d'une maille de $1^\circ \times 2^\circ$, le pas de temps correspondant dans ERA Interim a été gardé. Le taux de chute de neige dans ERA Interim avec le même échantillonnage temporel que CloudSat est similaire à celui d'ERA Interim sur toute la période d'août 2006 à avril 2011 (163 mm/an dans les deux cas). L'échantillonnage temporel de CloudSat paraît donc suffisant pour reproduire une climatologie sur une période de 4,7 ans. Néanmoins, cette méthode a ses limites puisque les pas de temps dans ERA Interim ont une durée de 6 heures, contrairement au satellite dont la mesure est instantanée.

Le taux de chute de neige estimé avec CloudSat a été comparé avec des observations d'accumulation (Arthern et al., 2006; Favier et al., 2013). Le taux de chute de neige moyen de CloudSat est légèrement supérieur au taux d'accumulation moyen jusqu'à 82°S déterminé par Arthern et al. (2006) (171 et 163 mm/an respectivement), ce qui est attendu en raison de l'érosion causée par le transport de neige par le vent, la sublimation, et la fonte. Cependant, dans l'intérieur du continent, le taux de chute de neige est beaucoup plus faible que le taux d'accumulation (36 mm/an et 81 mm/an respectivement). Ce résultat signifie que soit le taux de chute de neige obtenu avec CloudSat est sous-estimé et/ou le taux d'accumulation d'Arthern et al. (2006) est surestimé, soit que des processus comme la formation de givre (figure 2.2) contribuent significativement au bilan de masse dans l'intérieur du continent. Plusieurs études ont suggéré que la formation de givre par sublimation inverse pourrait représenter une part non négligeable de l'accumulation (Genthon and Krinner, 2001; Bromwich et al., 2004). Il est néanmoins probable que le taux de chute de neige obtenu avec CloudSat soit sous-estimé dans l'intérieur du continent, en raison des précipitations proches de la surface qui sont manquées avec CloudSat, et qui pourraient représenter une part importante des précipitations dans cette région (Bromwich, 1988; Fujita and Abe, 2006). Par ailleurs, Genthon et al. (2009b) ont suggéré que l'accumulation estimée par Arthern et al. (2006) pourrait être surestimée dans l'intérieur du continent en raison de l'utilisation de mesures in-situ peu précises.



FIGURE 2.2 – Formation de givre à Dôme C sur le plateau d’Antarctique de l’Est. *Source : Albane Barbero.*

2.3 Article “How much snow falls on the Antarctic ice sheet ?” Palerme et al., 2014

Abstract

Climate models predict Antarctic precipitation to increase during the 21st century, but their present day Antarctic precipitation differs. A model-independent climatology of the Antarctic precipitation characteristics, such as snowfall rates and frequency, is needed to assess the models, but it is not yet available. Satellite observations of precipitation by active sensors has been possible in the polar regions since the launch of CloudSat in 2006. Here, we use two CloudSat products to generate the first multi-year, model-independent climatology of Antarctic precipitation. The first product is used to determine the frequency and the phase of precipitation, while the second product is used to assess the snowfall rate. The mean snowfall rate from August 2006 to April 2011 is 171 mm year^{-1} over the Antarctic ice sheet, north of 82° S . While uncertainties on individual precipitation retrievals from CloudSat data are potentially large, the mean uncertainty should be much smaller, but cannot be easily estimated. There are no in situ measurements of Antarctic precipitation to directly assess the new climatology. However, distributions of both precipitation occurrences and rates generally agree with the

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim data set, the production of which is constrained by various in situ and satellite observations, but does not use any data from CloudSat. The new data set thus offers unprecedented capability to quantitatively assess Antarctic precipitation statistics and rates in climate models.

Introduction

Evaluating Antarctic snow accumulation, the sum of precipitation, sublimation / evaporation, meltwater run-off, and blowing snow (Eisen et al., 2008), is a major challenge with relevance to sea level rise. While no significant change in the total Antarctic snow accumulation has been found in ice cores and reanalysis products over the last 50 years (Monaghan et al., 2006a; Frezzotti et al., 2013), future changes are likely to occur, with global consequences : a projected 25 % increase in accumulation over the 21st century would result in a drop of approximately 1.6 mm per year in global sea level (Gregory and Huybrechts, 2006).

Climate models consistently predict Antarctic precipitation to increase in a warming climate (Church et al., 2013). However, their present day mean Antarctic precipitation differs widely, ranging from 150 to 550 mm year⁻¹ in the CMIP3 archive (Genthon et al., 2009a). The Antarctic precipitation rates have also been evaluated from regional atmospheric models (Bromwich et al., 2004; Van de Berg et al., 2005; Monaghan et al., 2006b; Lenaerts and Van den Broeke, 2012). The mean solid precipitation rate over the grounded ice sheet reported by Van de Berg et al. (2005) is 164 mm year⁻¹ using the model RACMO2/ANT. Moreover Monaghan et al. (2006b) found a precipitation rate of 178 and 200 mm year⁻¹ with Polar MM5 using the reanalysis NCEP-II and ERA40 respectively for the initial and boundary conditions. Reanalyses have also been used for assessing Antarctic precipitation (Monaghan et al., 2006a; Bromwich et al., 2011). Bromwich et al. (2011) have compared six reanalysis data sets and found that the mean precipitation rate on the grounded ice sheet varies from 145 to 203 mm year⁻¹, depending on the reanalysis. There is, therefore, a need to document Antarctic precipitation from observations to benchmark climate models.

While accumulation rates have been assessed using in situ observations (Arthern et al., 2006; Eisen et al., 2008), characteristics of Antarctic precipitation (the dominant positive term of the accumulation), such as the frequency and rate, are still not well-known. Ground-based measurements are sparse and difficult to make in Antarctica. In coastal areas, katabatic winds are strong, which makes the distinction between blowing snow and precipitation difficult. On the Antarctic plateau, the annual accumulation is

small (few centimeters per year, Bromwich et al., 2004), and the instrumentation must be able to detect very light precipitation. In addition, low temperatures and hoarfrost negatively impact instruments that are not designed for harsh environments.

Precipitation characteristics depend greatly on the region in Antarctica. In coastal areas, precipitation is influenced by synoptic scale features, such as cyclones and fronts (Bromwich, 1988). In the interior (> 2500 m), a potentially significant part of the precipitation falls in the form of “diamond dust” (ice crystals) under clear-sky conditions (Bromwich, 1988; Fujita and Abe, 2006).

In the past, passive microwave remote sensing has been used to detect new snow accumulation, using changes in surface emissivity (Bindschadler et al., 2005). However, the method was not quantitative, and was found to be affected by other processes, such as temperature and surface roughness.

Observations from the cloud-profiling radar (CPR) on CloudSat provide the first opportunity to estimate precipitation in polar regions from a spaceborne radar (Stephens et al., 2008; Liu, 2008). With data available from August 2006 to April 2011, CloudSat directly observes snow precipitating through the atmosphere, rather than after it has been accumulated on the surface. Several algorithms have been tested for precipitation over polar regions using CloudSat (Kulie and Bennartz, 2009; Hiley et al., 2010). Moreover, Boening et al. (2012) have already shown that there is good agreement between CloudSat, GRACE, and ERA-Interim for Antarctic precipitation variability over Dronning Maud Land (30° W– 60° E, and 65 – 80° S). However, no precipitation climatology has been done over Antarctica on the continent scale. In this study, we used two CloudSat products to make the first multi-year climatology of Antarctic precipitation north of 82° S from spaceborne observations.

Data and Methods

The CPR, onboard CloudSat, is a nadir-looking radar at 94 GHz that measures the power backscattered by cloud particles and hydrometeors according to the distance from the sensor. It provides radar reflectivity profiles divided into 150 bins at a vertical resolution of 240 m, with a $1.7 \text{ km} \times 1.3 \text{ km}$ footprint, and up to 82° of latitude. Its minimum detectable radar reflectivity is around -28 dBZ .

In this study, two CloudSat products are used to determine the characteristics of Antarctic precipitation. The first product, 2C-PRECIP-COLUMN (Haynes et al., 2009), is used to assess the phase and occurrence frequency of Antarctic precipitation. 2C-PRECIP-COLUMN provides a precipitation flag based on the near-surface reflectivity (dBZ) at the fourth bin over the ocean (between 600 and 840 m above the surface),

and at the sixth bin over land (about 1300 m) to remove surface contamination (ground clutter). The radar bin containing the surface is determined with a digital elevation model. The phase is obtained using the temperature at 2 m predicted by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) operational weather analysis, and a model of melting layer with a constant lapse rate of $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$. According to the phase, different thresholds are applied to the near surface reflectivity to determine a likelihood of precipitation (possible or certain). Thus, the precipitation flags inform about the likelihood and the phase of precipitation.

The second product, 2C-SNOW-PROFILE (Wood, 2011; Wood et al., 2013) is used to assess the snowfall rates. 2C-SNOW-PROFILE retrieves estimates of liquid-equivalent snowfall rate for profiles where 2C-PRECIP-COLUMN indicates “snow possible” or “snow certain”, or where 2C-PRECIP-COLUMN indicates “mixed possible” or “mixed certain”, and the estimated melted mass fraction at the surface is less than or equal to 0.1. Using a priori estimates of snow particle size distribution, microphysical and scattering properties, an optimal estimation retrieval (Rodgers, 2000) is performed for the contiguous layer of snow-containing radar bins nearest the surface, with exclusions for likely ground clutter contamination. With this approach, the so-called Z - S relationship between radar reflectivity and snowfall rate is not fixed, but can vary subject to the constraints of the reflectivity profile and the a priori expectations.

The retrieval also provides estimates of uncertainties for the retrieved snowfall rates. The uncertainties depend on the uncertainties in the observed reflectivities, as well as those in the simulated reflectivities provided by the retrieval’s radar forward model. These uncertainties arise due to measurement error and due to the approximate nature of the forward model and its a priori assumptions. To the extent to which they can be characterized, systematic errors are removed. Within the context of the retrieval algorithm, the remaining uncertainties are considered to be unbiased and random. However, these likely consist of some combination of systematic and random uncertainties since, for example, the algorithm’s a priori assumptions are not tuned to the particular characteristics of Antarctic snowfall. Thus, while multi-year averaging of retrieved snowfall rates reduces the truly random component of the uncertainties, some indeterminate bias is likely also present, and its evaluation is an ongoing area of research.

In this study, both CloudSat data sets are processed over a grid of 1° of latitude by 2° of longitude between 63° and 82°S . The number of orbits per grid cell for the period August 2006–April 2011 is shown in Fig. 2.3. Over the Antarctic continent, the number of orbits per grid cell is at least 350 for the entire period, which represents one orbit every 5 days. It does not seem to be an issue to produce a climatology of

precipitation (Fig. 2.7, discussed below). The ratio of the surface directly observed by CloudSat over the surface of the ice sheet is shown in Fig. S1 in the Supplement. Even for latitudes less than 82° S, the surface directly covered by CloudSat is only a fraction of the total surface of the ice sheet. However, the spatial scale of precipitation events and the overpass frequency ensure adequate statistical sampling over the duration of the study (Supplement Fig. S1).

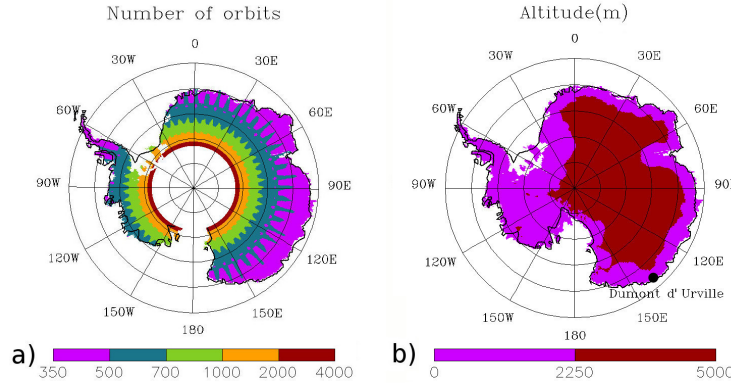


FIGURE 2.3 – a) Total number of orbits per grid cell from August 2006 to April 2011. b) The 2250m elevation contour derived from the digital elevation model of Bamber et al., 2009. The part of the ice sheet with surface elevation over 2250m (red), and below 2250m (purple). The black dot indicates the location of Dumont d’Urville station.

CloudSat products provide the data along their orbit. In order to map the 2C-PRECIP-COLUMN data over a grid of 1° by 2° , one sample per grid-cell overflow is retained for each orbit. Thus, we redefined new samples from the original 2C-PRECIP-COLUMN flags. First, for the precipitation frequency, flags are sorted into three classes : “no precipitation”, “precipitation possible”, and “precipitation certain”. Then, if all the flags in the same grid cell indicate no precipitation, no precipitation is retained. If at least one flag indicates precipitation certain in the grid cell, precipitation certain is retained. And if there is no flag indicating precipitation certain, and at least one flag indicating precipitation possible, precipitation possible is retained. It is relevant to note that this method tends to inflate the precipitation occurrence.

To map the precipitation phase, flags are sorted into four classes : “no precipitation”, “liquid”, “mixed”, and “solid precipitation”. If the flags in the grid cell indicate no precipitation and precipitation, but only one precipitation phase, this phase is retained. If the flags in the same grid cell indicate rain and mixed precipitation, mixed precipitation

and snow, or rain and snow, mixed precipitation is retained. For the precipitation phase, this method tends to inflate the mixed precipitation class. For the snowfall rate and its uncertainty from the 2C-SNOW-PROFILE product, the mean value in the grid cell has been retained for each orbit.

CloudSat observations have been compared to ERA-Interim reanalysis in this study. ERA-Interim is the latest global atmospheric reanalysis produced by the ECMWF (Simmons et al., 2006; Dee et al., 2011). ERA-Interim provides data from 1979 to present at a 6-hourly resolution. Its coverage is global at a spatial resolution of about $0.75^\circ \times 0.75^\circ$. The 6 and 12 h forecasts of precipitation are used here. Data from surface observations and radiosondes, commercial aircraft observations, and satellites measurements are assimilated in the numerical model to improve and constrain the forecasts (Dee et al., 2011). Direct precipitation observations are not assimilated into the model, but precipitation is influenced by the four-dimensional variational assimilation of other variables, such as temperature and humidity (<http://www.ecmwf.int>).

ERA-Interim has been chosen in this study because it likely offers the most realistic depiction of Antarctic precipitation variability among reanalyses (Bromwich et al., 2011). However, it has been shown that ERA-Interim could have a dry bias over the East Antarctic plateau (Bromwich et al., 2011; Favier et al., 2013).

Results

Precipitation characteristics from CloudSat

Figure 2.4 shows two maps of the precipitation frequency assessed from the 2C-PRECIP-COLUMN flags, and a map of the ratio of the number of samples indicating precipitation possible over the number of samples indicating precipitation possible and certain. Map **(a)** represents the proportion of samples indicating precipitation certain, and map **(b)**, the proportion of samples indicating precipitation certain and possible.

The mean precipitation frequency (% of time) observed by CloudSat over the Antarctic continent (latitude $< 82^\circ \text{S}$) is 14 % when the samples precipitation possible are not taken into account, and 26 % with the samples precipitation possible included. The spatial pattern of the precipitation frequency shows two distinct regions. The first area includes the West Antarctic ice sheet and the peripheral part of the East Antarctic ice sheet, which corresponds approximately to the part of the continent with surface elevation below 2250 m. In this region, relatively high precipitation frequency is observed by CloudSat (between 22 and 34 %, depending on whether the samples precipitation possible are taken into account). The second region is the Antarctic plateau in East An-

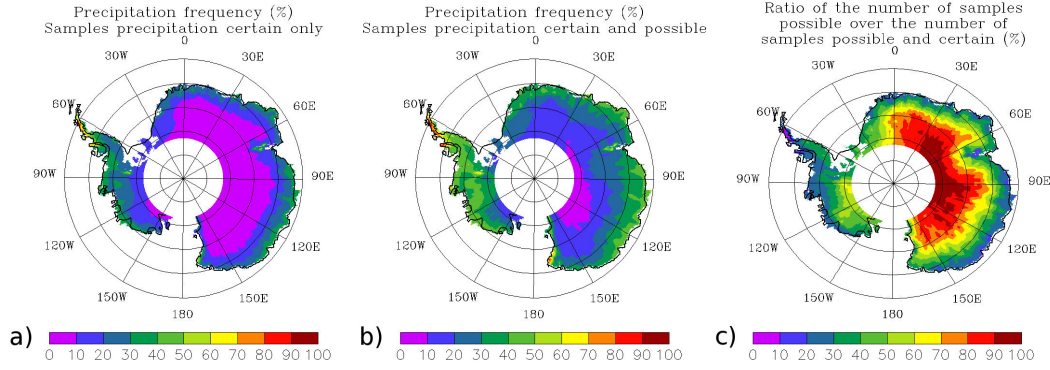


FIGURE 2.4 – a) Precipitation frequency (%) with the samples indicating precipitation certain for the period August 2006 - April 2011. b) Precipitation frequency (%) with the samples indicating precipitation certain and possible for the period August 2006 - April 2011. c) Ratio of the number of samples indicating precipitation possible over the number of samples indicating precipitation certain and possible.

tartica (with surface elevation > 2250 m), where the precipitation frequency observed by CloudSat is much lower (between 5 and 19%). Figure 2.3 shows the parts of the ice sheet with surface elevation over and below 2250 m, derived from combined satellite radar and laser data (Bamber et al., 2009). Each part represents 50 % of the surface of the Antarctic ice sheet (including the part of the continent between 82 and 90 ° S).

In Fig. 2.4, map (c) shows the number of samples indicating precipitation possible over the number of samples indicating precipitation possible and certain. While over the periphery of the ice sheet, most of the precipitation events detected are sorted as certain, most of the samples indicating precipitation are sorted as possible in the interior. Near-surface reflectivity is sensitive to the size of hydrometeors, and on the plateau, particles are probably too small to increase the near-surface reflectivity above the threshold precipitation certain. The reflectivity thresholds applied in this algorithm could be too high for this kind of precipitation.

Precipitation phase has also been studied from the 2C-PRECIP-COLUMN flags. Only samples indicating precipitation certain were taken into account. Over the ice sheet (latitude < 82 ° S), solid precipitation represents 99.60 %, mixed precipitation 0.32 %, and rain 0.08 % of the precipitation occurrence (similar results have been found with the samples indicating precipitation possible included). In peripheral areas (surface elevation < 2250 m), mixed precipitation represents 0.63 % and rain 0.15 % of the precipitation

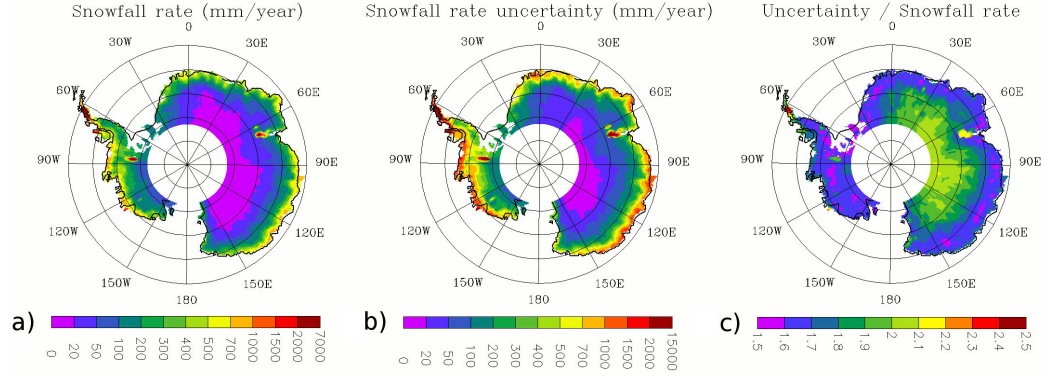


FIGURE 2.5 – a) Mean annual snowfall rate (mm water equivalent / year) from the 2C-SNOW-PROFILE product for the period August 2006 - April 2011. b) Mean single retrieval uncertainty from the 2C-SNOW-PROFILE product for the period August 2006 - April 2011. c) The ratio of the single retrieval uncertainty over the snowfall rate.

occurrence. Relatively more liquid and mixed precipitation occurs over the Peninsula compared to the rest of the ice sheet (mixed precipitation represents 4.10 %, and rain 1.32 % of the precipitation occurrence over this region). Furthermore, on the Antarctic plateau (surface elevation > 2250 m), all the precipitation is solid.

Because snowfall rate in the 2C-SNOW-PROFILE product is only estimated when the melted fraction is assessed to be less than or equal to 0.1, this product is well-suited to examining precipitation over Antarctica. Figure 2.5 shows the mean annual snowfall rate, the single retrieval snowfall rate uncertainty, and the ratio of the single retrieval uncertainty over the snowfall rate from the 2C-SNOW-PROFILE data. The mean snowfall rate observed by CloudSat on the Antarctic continent (latitude $< 82^\circ$ S) is 171 mm water equivalent (w.e.) per year. However, the spatial pattern of the snowfall rate shows considerable differences between West Antarctica and East Antarctica. In West Antarctica, the mean annual snowfall rate is 303 mm w.e. per year, compared to 118 mm w.e. per year in East Antarctica. Furthermore, the mean snowfall rate over the peripheral part of the ice sheet (with surface elevation < 2250 m) is 303 mm w.e. per year, compared to 36 mm w.e. per year for the interior of the ice sheet (with surface elevation > 2250 m).

The map of the snowfall rate uncertainty in Fig. 2.5 represents the mean value of the single retrieval uncertainty for all the snowfall rate retrievals from August 2006 to April 2011. These are the expected uncertainties for individual snowfall rate retrievals and,

as noted earlier, likely consist of both random and systematic components. Considering the maps in Fig. 2.5, 2C-SNOW-PROFILE product provides a snowfall rate uncertainty between 1.5 and 2.5 times the snowfall rate for 4.7 years of curtain data accumulated on the $1^\circ \times 2^\circ$ grid boxes. This relative uncertainty is particularly high on the Antarctic plateau and the Peninsula, and it is lower on the peripheral part of the ice sheet and in West Antarctica. When calculating mean values with a large number of observations, the standard error of the mean decreases as the number of samples increases. Therefore, in this study, the uncertainty of a 4.7-year mean snowfall rate should be fairly small. However, the real snowfall rate uncertainty on the entire CloudSat period is difficult to assess because the relative contribution of systematic and random errors remains unknown.

Comparison of the CloudSat products to ERA Interim reanalysis

Table 2.1 shows a comparison between ERA-Interim reanalysis and the precipitation samples from CloudSat at the French station Dumont d'Urville (Fig. 2.3). The nearest grid cell of the ERA-Interim reanalysis has been taken into account for comparing the data sets. The ability of ERA-Interim to represent precipitation in Antarctica is not yet well-known, but it is expected that observations assimilated in the model help to constrain the forecasts. It is important to note that CloudSat observations are not used to produce ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011). Surface observations and radiosoundings are performed at Dumont d'Urville and assimilated in ERA-Interim. Humidity profiles, obtained by radiosounding, influence the forecasts used to predict precipitation in ERA-Interim. Therefore, precipitation predicted by ERA-Interim should be relatively more reliable at Dumont d'Urville than at other sites, where no observation is available.

Comparisons of the ERA-Interim reanalysis data at Dumont D'Urville station against the precipitation samples from CloudSat were used to establish a precipitation rate threshold for comparing the data sets. This threshold is necessary because the ERA-Interim precipitation rates were strictly positive 60 % of the time between 2006 and 2011 at Dumont D'Urville station (for comparison, the precipitation frequency from CloudSat at Dumont d'Urville is between 22 and 32 %). A threshold of 0.07 mm per 6 h for the ERA-Interim precipitation rates was found empirically to give good agreement with the CloudSat precipitation samples ; 0.07 mm per 6 h corresponds to the threshold for which the highest Heidke skill score (Barnston, 1992) has been obtained.

From 2006 to 2011, 67 % of the time, the ERA-Interim precipitation rates at Dumont D'Urville were below this rate. During this period, for the 265 samples that indicate no precipitation, 92 % match with no precipitation in ERA-Interim. Furthermore, for the

38 samples indicating precipitation possible, 55 % match with a precipitation event in ERA-Interim. And for the 85 samples indicating precipitation certain, the success rate was 91 %.

Table 2.1 – Comparison between the precipitation samples from CloudSat and ERA-Interim reanalysis at Dumont d’Urville for the period August 2006–April 2011. In ERA-Interim reanalysis, precipitation events were defined for a precipitation rate over 0.07 mm per 6h. The success rate is the proportion of samples indicating a situation (precipitation/no precipitation) that match the same situation in ERA-Interim. For the precipitation possible, the success rate is the proportion of samples indicating precipitation possible that match precipitation events in ERA-Interim.

Detection	Number of samples	Success rate
Period without precipitation	265	92%
Precipitation certain	85	91%
Precipitation possible	38	55%

A similar comparison at the continent scale is shown in Fig. 2.6. To compare the data sets, ERA-Interim reanalyses have been interpolated on the same $1^\circ \times 2^\circ$ grid as CloudSat. The threshold used in ERA-Interim was the same as for Dumont d’Urville (0.07 mm/6h). The value of the appropriate threshold seems to depend on the location in Antarctica, and it is probably lower where the precipitation rate is small.

The method used for determining the threshold at Dumont d’Urville (highest Heidke skill score obtained for this threshold) has been tested in the interior of the ice sheet. This method tends to maximize the success rate of the different classes according to the number of samples in each class. Because there are less samples indicating precipitation certain in the interior of the ice sheet compared to the total number of samples (Fig. 2.4c), it tends to maximize the success rate for the class “periods without precipitation”. Thus, the threshold in the interior of the ice sheet tends to be higher than 0.07 mm per 6 h, while the precipitation rate is smaller in this region. That is why we chose to keep the same threshold for the whole continent as that determined at Dumont d’Urville.

Overall, the success rate for the samples precipitation certain and precipitation possible is better near the coast than in the interior of the ice sheet. It could be due to the threshold applied to ERA-Interim precipitation, which could be too high for the Antarctic interior. Moreover, shallow precipitation missed by CloudSat, and the weak reflectivity of small hydrometeors in the interior, could contribute to this difference.

Figure 2.6 also shows a map of the Heidke skill score. The Heidke skill score measures

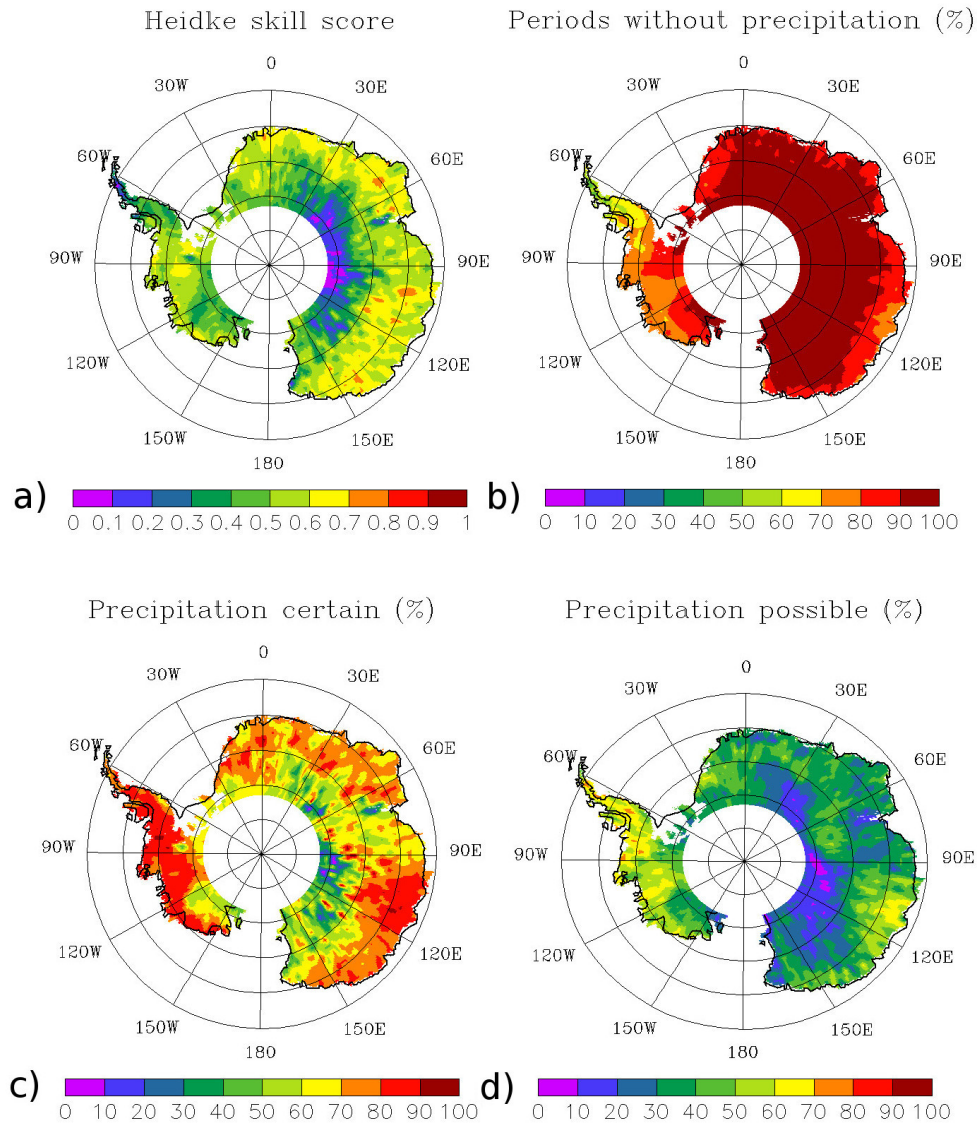


FIGURE 2.6 – Comparison between the precipitation samples from CloudSat and ERA Interim reanalysis for the period August 2006 - April 2011. In ERA Interim reanalysis, precipitation events were defined for a precipitation rate over 0.07 mm / 6 h. a) Heidke Skill Score assessed using samples indicating precipitation certain and period without precipitation. b) Proportion of samples indicating periods without precipitation that match with periods without precipitation in ERA Interim. c) Proportion of samples indicating precipitation certain that match with precipitation events in ERA Interim. d) Proportion of samples indicating precipitation possible that match with precipitation events in ERA Interim.

the accuracy of forecasts relative to random forecasts (Barnston, 1992). It can vary between -1 and 1 . A Heidke skill score equal to 0 means that forecasts are as good as random, and it is equal to 1 for perfect forecasts. If the Heidke skill score is positive, the forecasts are better than random forecasts. Here, samples indicating precipitation certain and period without precipitation are used. Figure 2.6 shows better agreement between CloudSat and ERA-Interim (higher Heidke skill score) over peripheral areas than over the interior.

Even if precipitation is not assimilated in ERA-Interim, observations assimilated, such as humidity profiles, are more numerous in peripheral areas than in the Antarctic interior. Observations of wind, pressure, and temperature further help constrain the strength and timing of the perturbations and thus that of the precipitation events. Perturbations are fainter when they reach the interior and, as there are less observations available, they are less efficient at controlling the occurrence and timing of precipitation through assimilation. Therefore, ERA-Interim should be more reliable in peripheral areas than on the Antarctic plateau. This could help explain why there is better agreement between CloudSat and ERA-Interim in peripheral areas than in the interior of the ice sheet. However, agreement between CloudSat and ERA-Interim is good over West Antarctica, where there are less observations assimilated than over peripheral areas of East Antarctica. Overall, there is better agreement where the snowfall rate is high.

A comparison between the snowfall rate observed by CloudSat and simulated by ERA-Interim is shown in Fig. 2.7 and in Table 2.2. For this comparison, a map with the same temporal sampling as CloudSat has been created. Every time a grid cell has been overflowed by CloudSat, the corresponding time step in ERA-Interim has been retained. This data set has been created in order to test if the temporal sampling of CloudSat may result in a bias for the period August 2006–April 2011.

The snowfall rates from ERA-Interim with the same temporal sampling as CloudSat and from the full ERA-Interim data set are similar (163 mm w.e. per year for both data sets over the Antarctic continent north of 82° S). The snowfall rate from ERA-Interim with the same temporal sampling as CloudSat is slightly stronger over the interior of the ice sheet (53 compared to 49 mm w.e. per year), and slightly lower over the periphery (271 compared to 273 mm w.e. per year). These are considered marginal differences, and temporal sampling of CloudSat does not seem to be an issue.

Over the Antarctic continent (latitude $< 82^\circ$ S), the mean snowfall rate is 171 mm w.e. per year for CloudSat and 163 mm w.e. per year for ERA-Interim. The snowfall rate observed by CloudSat and predicted by ERA-Interim are relatively similar over the ice sheet, except over parts of the Peninsula, the Vinson massif (78° S, 85° W), and the

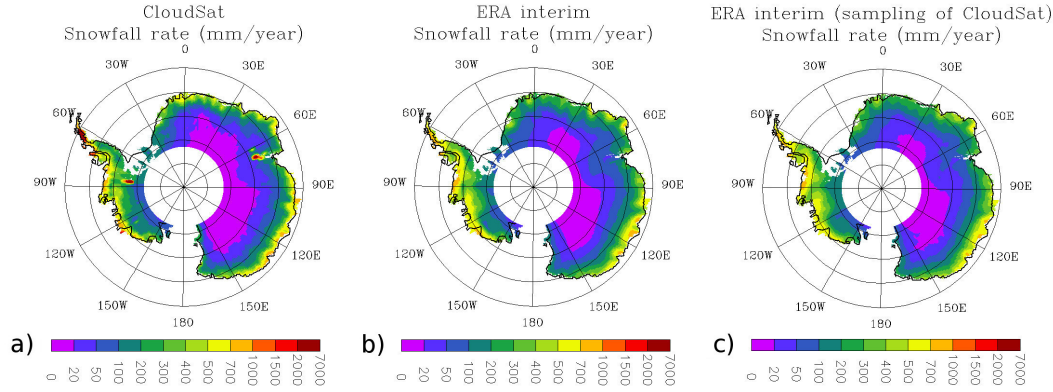


FIGURE 2.7 – a) Mean annual snowfall rate (mm water equivalent / year) from CloudSat from August 2006 to April 2011. b) Mean annual snowfall rate (mm water equivalent / year) from ERA Interim reanalysis from August 2006 to April 2011. c) Mean annual snowfall rate (mm water equivalent / year) from ERA Interim with the same temporal sampling as CloudSat.

Table 2.2 – Comparison between the snowfall rate (mm/year) from CloudSat and ERA Interim reanalysis for the period August 2006 - April 2011, and the accumulation rate (mm/year) from Arthern et al. (2006) for the period 1950 - 2000. All the rates given in this table are averaged over the surface observed by CloudSat (latitude $< 82^{\circ}$ S). The interior represents the surface of the ice sheet with an altitude higher than 2250m, and the periphery represents the surface with an altitude lower than 2250m.

	Continent	Interior	Periphery
CloudSat	171	36	303
ERA Interim	163	49	273
ERA Interim (sampling of CloudSat)	163	53	271
Accumulation from Arthern et al.	163	81	243

Prince Charles Mountains (around 72° S, 65° E), where the snowfall rate from CloudSat is significantly stronger. Orographic precipitation could be seen by CloudSat, but not predicted by ERA-Interim due to the difference in spatial resolution between both data sets. However, ground clutter should be stronger over mountainous areas than over flat terrain, and may induce a spuriously high snowfall rate.

Comparison of the snowfall rate from CloudSat to surface mass balance observations

Table 2.2 and Fig. 2.8 show a comparison between the snowfall rate obtained by CloudSat for the period August 2006–April 2011, and the accumulation rate assessed by Arthern et al. (2006) for the period 1950–2000. Arthern et al. (2006) used in situ glaciological measurements to assess the accumulation, and passive radiometer data (AMSR-E) which are sensitive to snowpack characteristics for interpolating their results.

Assuming that accumulation has not significantly changed during the last 50 years (Monaghan et al., 2006a; Frezzotti et al., 2013), the accumulation from Arthern et al. (2006) represents 95 % of the snowfall over the Antarctic ice sheet north of 82° S. The snowfall rate observed by CloudSat is higher than the accumulation over the periphery of the ice sheet, which is expected due to the negative contribution to accumulation of sublimation, melt/run-off, and blowing snow.

However, the snowfall rate observed by CloudSat is lower than the accumulation in the interior. Snowfall rate assessed by CloudSat over the interior of the ice sheet may be underestimated due to shallow precipitation missed by CloudSat and the weak reflectivity of small hydrometeors. Additionally, modeling studies have suggested that deposition (inverse sublimation) could be stronger than evaporation at some locations in the interior of the ice sheet (Genthon and Krinner, 2001). Thus, hoarfrost formation could contribute significantly to the accumulation, and precipitation could be lower than accumulation in these regions.

Ground-based measurements used to produce the accumulation map from Arthern et al. (2006) were not filtered according to their accuracy, and some measurements have been found to be unreliable (Magand et al., 2007). Genthon et al. (2009b) have shown that the unreliability of some in situ observations used by Arthern et al. (2006) would lead to an overestimated accumulation in the interior of the ice sheet. Thus, the accumulation from Arthern et al. (2006) could be overestimated in this region. Moreover, Magand et al. (2008) have shown that the interpolation based on microwave surface emission used by Arthern et al. (2006) can be inaccurate in coastal areas affected by melt during the summer.

Favier et al. (2013) assembled a surface mass balance database in which ground-based measurements have been sorted into three classes according to their accuracy. Observations sorted in the most reliable class for the 20th century by Favier et al. (2013) have been used in this study. The ratio of the snowfall rate observed by CloudSat over the accumulation from Favier et al. (2013) is reported on the map of Fig. 2.8. When several values of accumulation are given in the database of Favier et al. (2013) for the

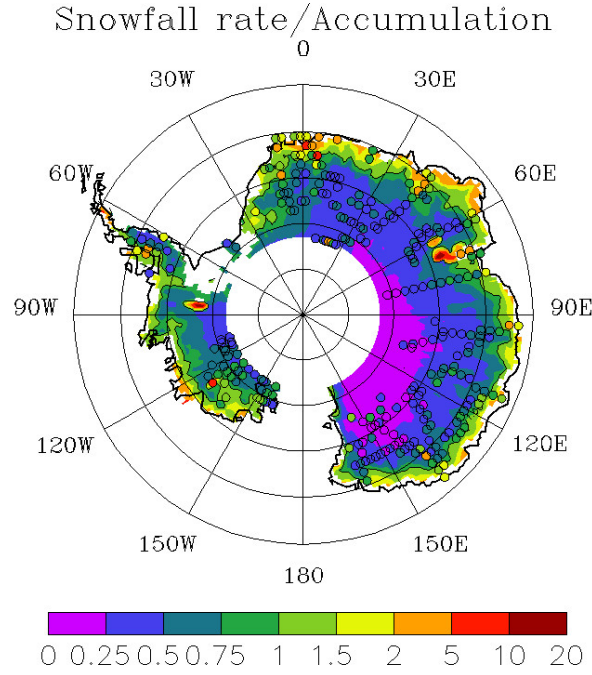


FIGURE 2.8 – Map : ratio of the snowfall rate observed by CloudSat for the period August 2006 - April 2011 over the accumulation rate determined by Arthern et al. (2006) for the period 1950 - 2000 (the isoline 1 is shown on the map). Dots : ratio of the snowfall rate observed by CloudSat for the period August 2006 - April 2011 over the accumulation rate from Favier et al. (2013).

same grid cell of $1^\circ \times 2^\circ$, the mean value for the grid cell is shown in Fig. 2.8. Overall, the comparison between the snowfall rate from CloudSat and the accumulation from Favier et al. (2013) confirms the results from the comparison with the accumulation map of Arthern et al. (2006). However, in some grid cells, accumulation is not spatially homogeneous, and a few in situ measurements can sometimes be non-representative of the mean accumulation in the grid cell. For instance, there is only one value of accumulation for the three red dots of Fig. 2.8 showing the largest ratio between the snowfall rate from CloudSat and the accumulation from Favier et al. (2013).

Discussion and conclusion

A climatology of the Antarctic precipitation, the single most important positive term of the ice sheet mass balance, has yet to be established from observations. Filling this gap, Antarctic precipitation features such as the frequency, the phase, and the snowfall rate have been determined here using CloudSat products. CloudSat is the first space-borne radar to be able to observe precipitation in Antarctica (Boening et al., 2012), and its potential is confirmed here. The mean snowfall rate from August 2006 to April 2011 is 171 mm year^{-1} over the Antarctic ice sheet north of 82° S . Expectedly, the observed surface accumulation of snow is, on average, less than snowfall. However, it appears to exceed snowfall in areas of lesser precipitation, where uncertainties on both precipitation and accumulation reports are largest. A significant contribution of hoarfrost to the surface mass balance of these areas may not be excluded.

However, due to assumptions about particle size distribution, particle masses, shapes, and fall speeds, snowfall rates assessed in the 2C-SNOW-PROFILE product have large uncertainties. In the 2C-PRECIP-COLUMN data set, a large number of samples are sorted as “precipitation possible”. This leads to a considerable range of precipitation frequency, even if the frequency estimated is probably more reliable than the snowfall rate. Moreover, on the Antarctic plateau, the 2C-PRECIP-COLUMN algorithm may have difficulties in distinguishing precipitating from non-precipitating hydrometeors due to their small particle size.

CloudSat is likely more accurate in peripheral areas than in the interior. Shallow precipitation ($< 1300 \text{ m}$), missed by CloudSat, could be an important contribution to precipitation on the Antarctic plateau. Therefore, the precipitation frequency and the snowfall rate could be underestimated over this region. Conversely, because near surface reflectivity is measured about 1300 m over the surface, blowing snow is not confounded with precipitation in peripheral areas, which is usually the main problem for precipitation measurements over this region.

Due to the difficulties for CloudSat in detecting precipitation in the interior of the ice sheet, CloudSat precipitation products are more useful in the periphery of the ice sheet than in the interior. However, precipitation in the periphery of the ice sheet is quite important. Three quarters of the total Antarctic precipitation falls in this region, and it is where the models predict the largest precipitation increase over the 21st century (Genthon et al., 2009a).

The lack of ground-based measurements prevents direct validation of CloudSat data. Nevertheless, agreement between CloudSat data and ERA-Interim reanalysis is encouraging for reliability of both data sets. This is consistent with the study of Boening et al.

(2012), who have already found good agreement between CloudSat and ERA-Interim for the snowfall rate in Antarctica in the region 30°W – 60°E , 65 – 80°S . Even if the spatio-temporal sampling of CloudSat is relatively low (between 350 and 500 orbits per grid cell over the Antarctic periphery for the period August 2006–April 2011), the snowfall rate obtained with CloudSat is similar to the snowfall rate predicted by ERA-Interim during the same period (Fig. 2.7). Therefore, the spatiotemporal sampling of CloudSat seems to be sufficient to reproduce characteristics of Antarctic precipitation for the period August 2006–April 2011. In extrapolating CloudSat snowfall observations to the region south of 82°S using ERA-Interim data, the mean snowfall rate over the full Antarctic ice sheet amounts to 148 mm year^{-1} .

CloudSat does not provide any data during the night since April 2011. The EarthCARE satellite scheduled for launch in 2015 into a polar orbit will carry a CPR (Kumagai et al., 2003). In addition to the reflectivity profiles, EarthCARE will measure the vertical Doppler velocity, which will allow access to new information about the cloud particles. Moreover, it will have a better sensitivity than CloudSat (-35 dBZ , compared to -28 dBZ for CloudSat), and a better sampling interval (100 m, compared to 250 m for CloudSat) (Nakatsuka et al., 2008). In situ observations are highly desirable to evaluate and improve remote sensing techniques for Antarctic precipitation studies, and could be very useful during the EarthCARE mission. Future spaceborne radar missions should allow us to determine whether Antarctic precipitation is increasing due to global warming, as predicted by models.

Supplementary material

Overall, the fractional coverage of the CloudSat ground tracks is relatively low. Nevertheless, in this study, statistics are obtained by averaging CloudSat data over 4.7 years, and this map has to be compared with the map of the number of orbits per grid cell (figure 2.3). Because there is no convective precipitation in Antarctica, precipitating systems occur at a large scale, and the fractional coverage should not be an issue, except over the mountainous areas, where small scale orographic precipitation can occur. These areas are the Peninsula, the Vinson massif (78 ° S, 85 ° W), and the Prince Charles Mountains (around 72 ° S, 65 ° E). Moreover, because of the CloudSat orbit, the spatial sampling is better in the grid cells along the latitude than along the longitude. In Antarctica, the spatial pattern of precipitation is characterized by a precipitation gradient along the latitude, thus this should be well represented by averaging the CloudSat data.

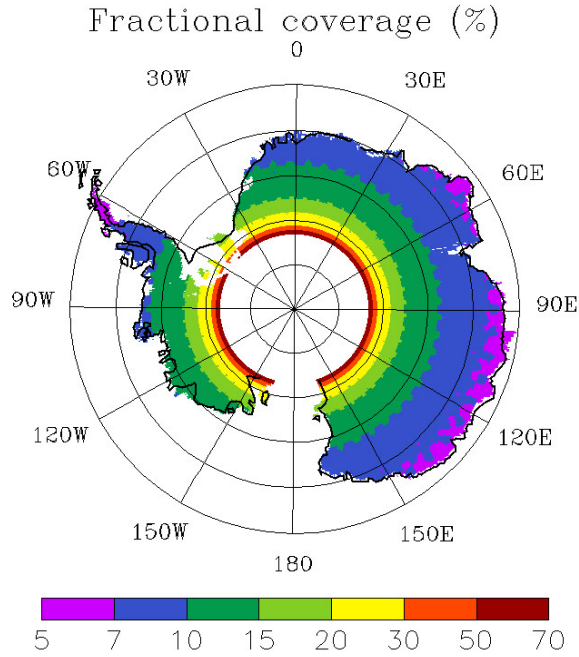


FIGURE 2.9 – Fractional coverage (%) of the CloudSat ground tracks (ratio of the surface of the CloudSat ground tracks over the surface of the ice sheet).

2.4 Etudes complémentaires

Lorsque nous estimons avec CloudSat les taux de chute de neige saisonniers et annuels, le nombre d'orbites du satellite disponibles par saison ou par année est beaucoup plus faible que celui utilisé pour produire les cartes de chute de neige moyenne sur l'ensemble de la période d'août 2006 à avril 2011. Les résultats des variabilités saisonnières et interannuelles étant considérés comme moins robustes que les résultats moyens, ils n'ont pas été décrits dans l'article "How much snow falls on the Antarctic ice sheet?". Bien que ces résultats soient à prendre avec prudence, la variabilité saisonnière des précipitations en Antarctique reste inconnue, et CloudSat offre une première opportunité d'étudier le cycle saisonnier des précipitations antarctiques à partir d'observations.

2.4.1 Variabilité saisonnière

Dans cette étude, la variabilité saisonnière a été étudiée en divisant les jeux de donnée en quatre périodes de trois mois : janvier-février-mars, avril-mai-juin, juillet-août-septembre, et octobre-novembre-décembre. La figure 2.10 montre le nombre d'orbites par maille et par saison. Il y a généralement au moins 100 orbites par maille, sauf pour la saison avril-mai-juin où le nombre d'orbites par maille varie entre 80 et 100 sur les régions périphériques du continent. Même avec cet échantillonnage, les données issues de CloudSat et d'ERA Interim montrent des accords relativement bons pour la variabilité spatiale du cycle saisonnier (figure 2.12). De plus, lorsque nous moyennons ces données sur un grand nombre de mailles pour représenter le cycle saisonnier par région ou sur l'ensemble du continent (figure 2.11), cet échantillonnage ne devrait avoir que peu d'incidence sur la représentation du cycle saisonnier moyen.

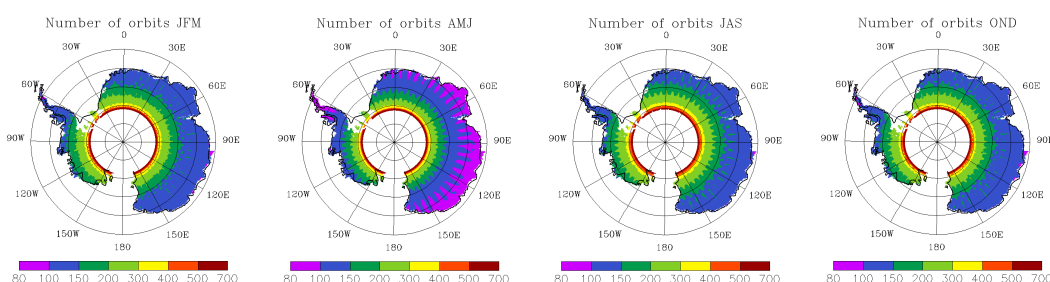


FIGURE 2.10 – Nombre d'orbites par maille de $1^\circ \times 2^\circ$ pour chaque saison (janvier-février-mars, avril-mai-juin, juillet-août-septembre, octobre-novembre-décembre) pour la période août 2006 - avril 2011.

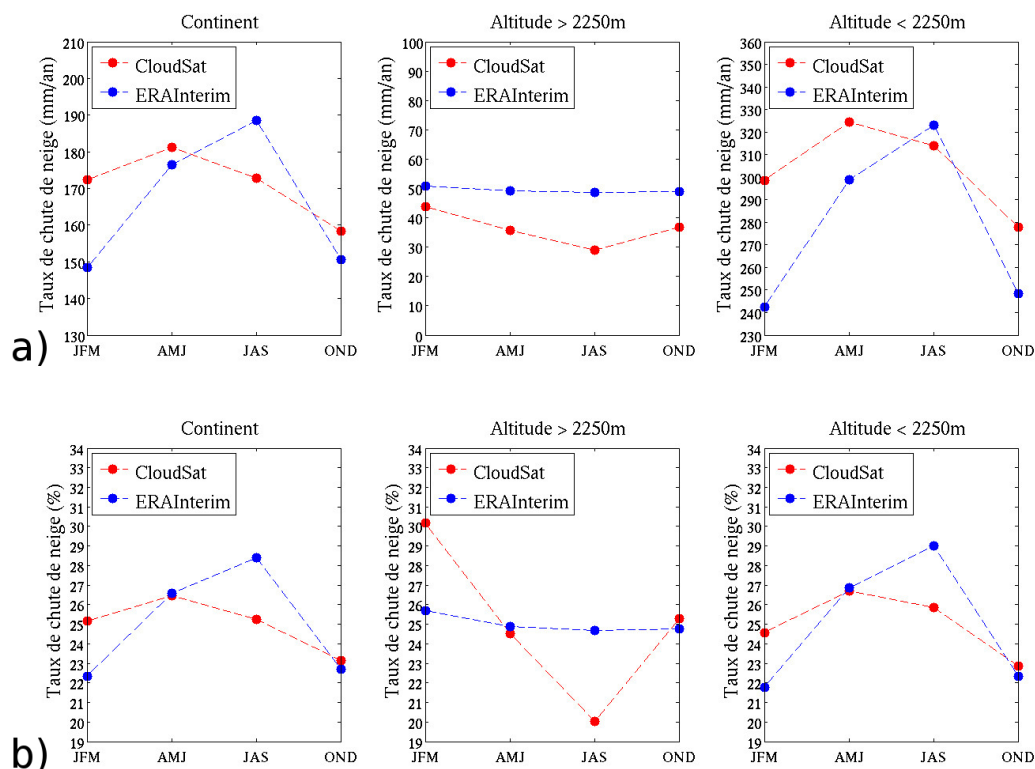


FIGURE 2.11 – Variabilité saisonnière moyenne des chutes de neige jusqu'à 82°S estimée avec CloudSat (courbe rouge) et simulée par ERA Interim (courbe bleue) pour la période août 2006 - avril 2011. a) Taux de chute de neige en mm/an (bien que ces taux de chute de neige soient pour une période de trois mois, ils sont exprimés en mm/an afin de faciliter la comparaison avec les autres figures de ce chapitre). b) Valeur relative du taux de chute de neige (%) par rapport aux taux de chute de neige annuels.

La variabilité saisonnière des chutes de neige observées avec CloudSat et simulées par les réanalyses ERA Interim jusqu'à 82°S est présentée dans les figures 2.11 et 2.12. La figure 2.11 montre les moyennes par région : ensemble du continent, régions périphériques (altitude $< 2250\text{m}$), et intérieur du continent (altitude $> 2250\text{m}$) ; alors que la figure 2.12 présente les cartes d'anomalies de chute de neige par saison. Le taux de chute de neige maximum est observé en avril-mai-juin avec CloudSat et en juillet-août-septembre avec ERA Interim pour la période août 2006 - avril 2011. Le minimum est observé durant les mois octobre-novembre-décembre avec CloudSat et en janvier-février-mars avec ERA Interim. La variabilité saisonnière sur l'ensemble du continent et les régions périphériques est plus forte dans les réanalyses ERA Interim que dans les observations issues

de CloudSat. Par ailleurs, la variabilité saisonnière observée sur l'ensemble du continent (jusqu'à 82 ° S) est relativement proche de celle observée sur les régions périphériques, ce qui est attendu puisque la grande majorité des précipitations en Antarctique tombent sur les régions périphériques (Palerm et al., 2014). Dans l'intérieur du continent, la variabilité saisonnière des chutes de neige est faible dans ERA Interim, mais elle est plus importante dans les données du produit CloudSat. Avec CloudSat, le taux de chute de neige maximum dans l'intérieur du continent est observé en janvier-février-mars, et le taux de chute de neige minimum en juillet-août-septembre. Cependant, ces résultats sont à prendre avec prudence puisque les précipitations qui se forment en dessous de 1300m au-dessus de la surface ne sont pas observées avec CloudSat.

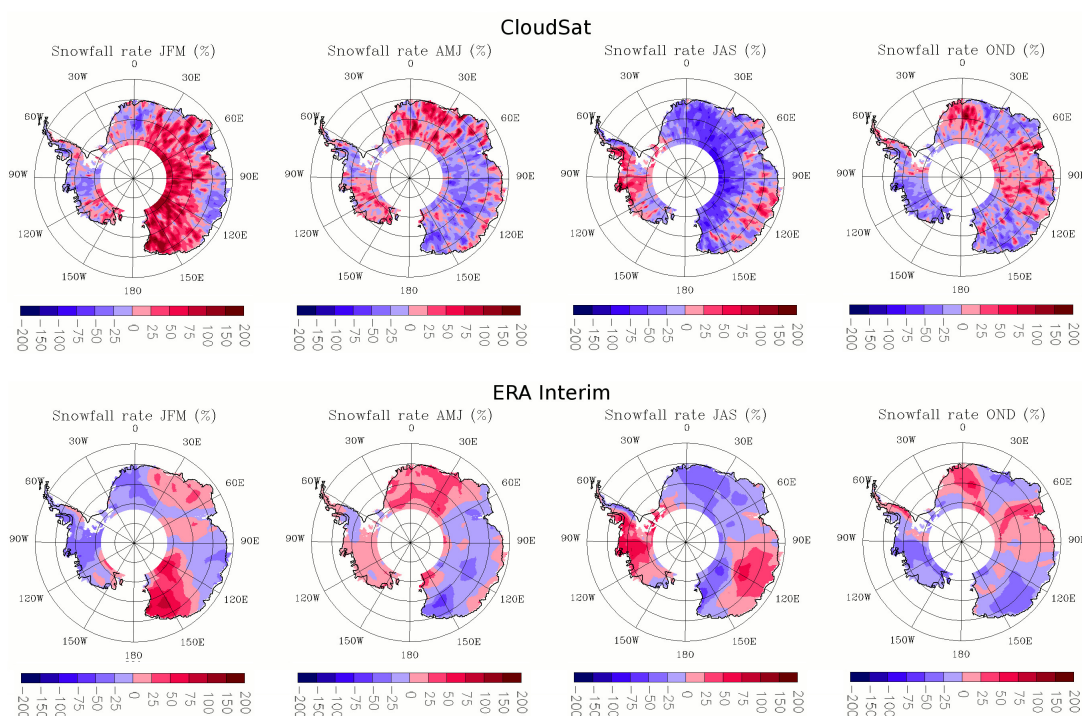


FIGURE 2.12 – Anomalies des taux de chute de neige saisonniers d'août 2006 à avril 2011 pour les données de CloudSat et ERA Interim (% par rapport à la moyenne annuelle).

A partir de modèles de climat et de réanalyses météorologiques, des études ont suggéré que le maximum de précipitation sur l'ensemble du continent Antarctique se produit durant l'automne et l'hiver (Bromwich, 1988; Van de Berg et al., 2005; Monaghan et al., 2006b; Marshall, 2009). Ces études sont en accord avec les observations issues de Cloud-

Sat (maximum à l'automne puis en hiver), et les réanalyses ERA Interim (maximum en hiver puis à l'automne) pendant la période août 2006 - avril 2011.

Par ailleurs, les données de CloudSat montrent de bons accords avec les réanalyses ERA Interim pour la variabilité spatiale du cycle saisonnier des chutes de neige (figure 2.12). Il est intéressant de noter qu'une forte variabilité spatiale est observée pour le cycle saisonnier des chutes de neige (figure 2.12). Ces résultats sont en accord avec de précédentes études qui avaient déjà montré une importante variabilité spatiale du cycle saisonnier des précipitations (Genthon et al., 1998; Van de Berg et al., 2005).

2.4.2 Variabilité interannuelle

Le satellite CloudSat a fourni des données de manière continue de 2006 à 2011. Cette période est trop courte pour réaliser des statistiques sur la variabilité interannuelle des précipitations antarctiques. L'objectif de cette partie n'est donc pas d'estimer la variabilité interannuelle des précipitations antarctiques, mais plutôt de comparer les taux de chute de neige annuels entre 2007 et 2010 (années complètes couvertes par CloudSat) estimés avec CloudSat et simulés avec ERA Interim.

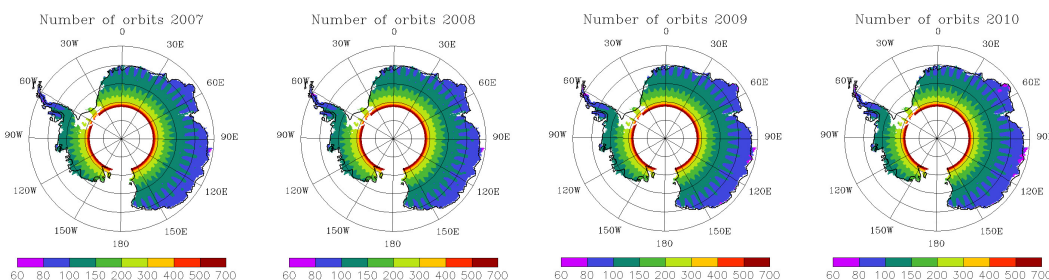


FIGURE 2.13 – Nombre d'orbites par maille de 1° x 2° pour chaque année de 2007 à 2010.

Le nombre d'orbites par maille et par année est montré dans la figure 2.13. Il est généralement supérieur à 80 orbites par maille et par année sur la périphérie du continent. Même avec cet échantillonnage, les données issues de CloudSat et d'ERA Interim montrent des accords relativement bons pour la variabilité spatiale des taux de chute de neige annuels (figure 2.15). De même que pour la variabilité saisonnière, lorsque nous moyennons ces données sur un grand nombre de mailles (figure 2.14), cet échantillonnage ne devrait pas représenter un problème pour estimer les taux de chutes de neige annuels moyens.

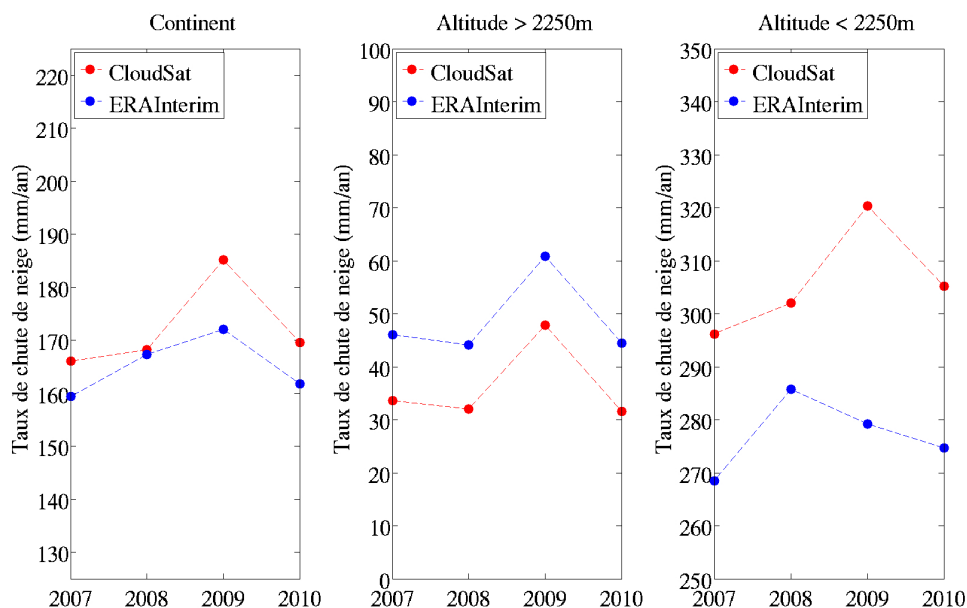


FIGURE 2.14 – Taux de chute de neige annuels (mm/an) de 2007 à 2011 estimés avec CloudSat (courbe rouge) et simulés par ERA Interim (courbe bleue).

Les figures 2.14 et 2.15 montrent les taux de chute de neige annuels estimés avec CloudSat et ERA Interim pour les années de 2007 à 2010. Les deux jeux de données montrent un bon accord dans l'intérieur du continent (altitude > 2250m), mais différent sur la périphérie et l'ensemble du continent, notamment pour l'année 2009. Par ailleurs, les données issues de CloudSat et des réanalyses ERA Interim montrent de bons accords sur la distribution spatiale des anomalies de chutes de neige (figure 2.15). En 2009, les cartes de la figure 2.15 montrent une forte anomalie positive des taux de chutes de neige en Antarctique de l'Est, notamment en Terre de la Reine Maud (entre 0° et 60° E), ce qui confirme les résultats de Boening et al. (2012). Ces auteurs ont en effet observé des événements de précipitation particulièrement intenses cette année-là dans les régions côtières de la Terre de la Reine Maud (65° S-80° S, 30° W-60° E), en utilisant des données issues de CloudSat et les réanalyses ERA Interim. De plus, des observations gravimétriques issues de GRACE ont confirmé une forte accumulation durant cette période. Ces événements ont eu des répercussions sur le bilan de masse de la calotte polaire Antarctique (Boening et al., 2012; Shepherd et al., 2012). Trois événements en mai 2009 (6-7 mai, 17-20 mai, et 24-27 mai) ont été particulièrement forts (Boening et al., 2012).

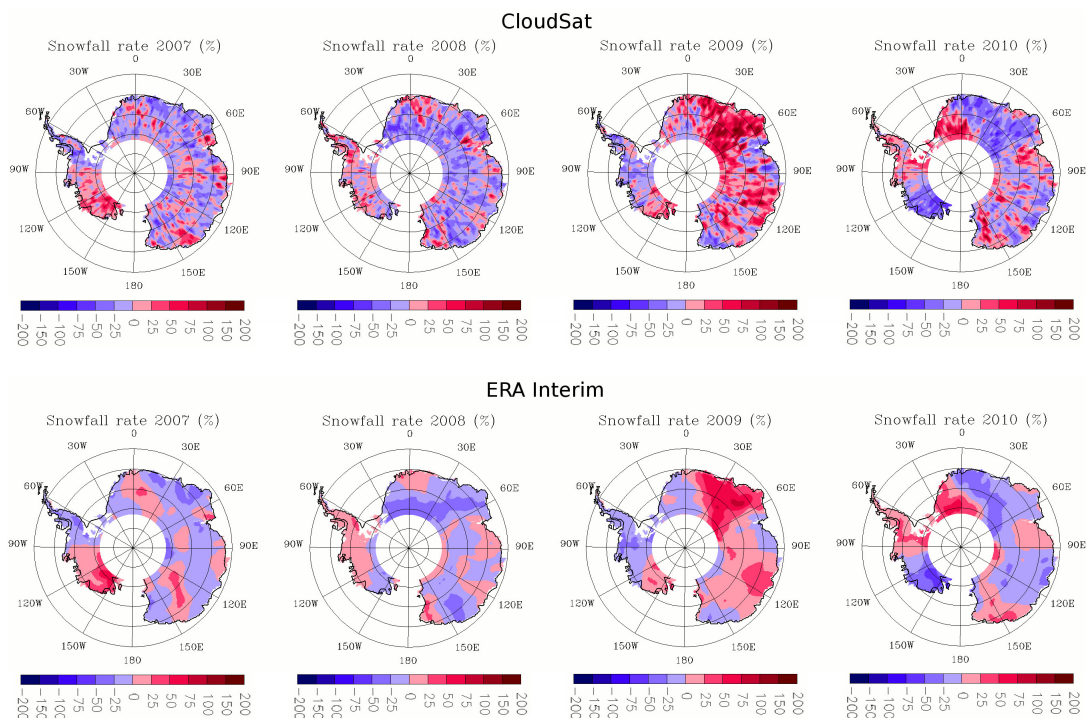


FIGURE 2.15 – Anomalies des taux de chute de neige annuels de 2007 à 2010 pour les données de CloudSat et d'ERA Interim (% par rapport à la moyenne de la période 2007-2010).

2.5 Conclusion et perspectives

Le potentiel du radar CloudSat pour l'observation des précipitations en Antarctique a été évalué. Il permet de détecter les précipitations et de mesurer les chutes de neige lorsqu'elles se forment au-dessus de 1300 m au-dessus de la surface. Les données issues des produits CloudSat ont permis de construire une première climatologie des précipitations antarctiques à partir d'observations sur une période de 4,7 ans. De bons accords entre les réanalyses ERA Interim, considérées comme le jeu de réanalyses le plus fiable pour l'étude des précipitations antarctiques (Bromwich et al., 2011), et les produits CloudSat sont encourageants pour la fiabilité des deux jeux de données.

Cependant, il n'a pas été possible d'estimer une incertitude sur cette climatologie. De plus, il est probable que le taux de chute de neige ainsi que la fréquence des précipitations soient sous-estimés dans l'intérieur du continent, là où une part importante des précipitations pourraient se former dans le premier kilomètre au-dessus de la surface.

Cette nouvelle climatologie devrait avoir plusieurs applications. Tout d'abord, l'évaluation des modèles de climat qui divergent fortement sur leurs simulations des précipitations antarctiques (Genthon et al., 2009a). Ensuite, l'état des lieux des précipitations antarctiques entre 2006 et 2011 estimé avec CloudSat devrait permettre de déterminer des tendances climatiques avec de futurs capteurs. Notamment, le satellite EarthCARE de l'agence spatiale européenne (ESA), dont le lancement est maintenant prévu en 2017, aura à son bord un radar fonctionnant également à 94 GHz (Kumagai et al., 2003), ce qui devrait permettre d'appliquer les mêmes algorithmes que ceux utilisés lors de la mission CloudSat. Il faudra néanmoins tenir compte de la variabilité interannuelle des précipitations en Antarctique qui pourrait être relativement importante (Bromwich et al., 2004, 2011).

Le manque de mesures in-situ de précipitation en Antarctique empêche de valider les données de CloudSat avec des observations. Des mesures in-situ durant la mission EarthCARE seraient très intéressantes pour valider les données satellites, et améliorer les algorithmes utilisés pour estimer les précipitations. Le développement de mesure in-situ de précipitation en Antarctique fait l'objet du chapitre suivant. Par ailleurs, Gorodetskaya et al. (2014) viennent de publier des observations de précipitation obtenues avec un radar au sol en Antarctique. Ce type d'observation pourrait permettre de valider les observations issues de CloudSat et d'EarthCARE. Néanmoins, le type de radar utilisé par Gorodetskaya et al. (2014) (Micro Rain Radar 2) ne permet pas d'observer les précipitations se formant dans les 400 premiers mètres au-dessus de la surface.

Chapitre 3

Mesure in-situ des précipitations en Antarctique

3.1	Test du capteur YES TPS-3100 (Hotplate)	70
3.1.1	Description de l'instrument	70
3.1.2	Résultats des tests à Dumont d'Urville	72
3.2	Test et développement des fourches optiques Wenglor	76
3.2.1	Tests lors de la campagne en Antarctique 2011-2012	76
3.2.2	Etudes menées au col du Lac Blanc (Alpes françaises) durant l'hiver 2011-2012	80
3.2.3	Tests en chambre froide et modification des fourches optiques Wenglor lors de l'année 2012	83
3.2.4	Compréhension du mode de fonctionnement des fourches optiques Wenglor et tests complémentaires	90
3.3	Développement d'une expérience à Dumont d'Urville	93
3.3.1	Principe et objectifs	93
3.3.2	Résultats	96
3.4	Conclusion et perspectives	105

En Antarctique, le développement d'expériences in-situ pour mesurer les précipitations est complexe dans les régions côtières, en raison du transport de neige par le vent engendré par les vents catabatiques. Cette partie présente des travaux plus technologiques que le reste de la thèse : des tests réalisés sur des capteurs en laboratoire et sur le terrain, le développement de fourches optiques industrielles afin de les rendre opérationnelles en Antarctique, et l'installation d'une nouvelle expérience à Dumont d'Urville. Ce travail est néanmoins nécessaire afin de valider les observations satellites comme celles du chapitre précédent.

3.1 Test du capteur YES TPS-3100 (Hotplate)

3.1.1 Description de l'instrument

Lors de la campagne de terrain en Antarctique 2011-2012, un nouvel instrument, nommé TPS-3100 Total Precipitation Sensor par la société Yankee Environmental Systems (YES) qui le commercialise, et Hotplate par le développeur de l'instrument (Rasmussen et al., 2010), a été testé à Dumont d'Urville en Terre Adélie. Bien que développé pour la mesure des précipitations, l'instrument comprend plusieurs capteurs permettant de mesurer également la température, l'humidité relative, la vitesse du vent, les rayonnements courtes et grandes longueurs d'ondes, et la pression atmosphérique. Les caractéristiques de l'instrument sont fournies par le tableau 3.1.

Tableau 3.1 – Caractéristiques du Hotplate.

Caractéristique	Description
Puissance requise	100 W, 680 W max
Poids	8 kg
Matériau	Aluminium
Transmission des données	RS 232
Gamme de mesure des précipitations	0-50 mm/heure
Précision de mesure des précipitations	$\pm 0,5$ mm/heure
Temps entre deux mesures	1 minute
Gamme de mesure pour la vitesse du vent	0-25 m/s
Précision de mesure pour la vitesse du vent	1 m/s
Gamme de température	± 50 °C

Deux plaques sont chauffées à la même température (supérieure à 75°C) et sont séparées par une isolation thermique (Rasmussen et al., 2010). Une plaque est orientée vers le haut et est exposée aux précipitations, alors que la seconde plaque est orientée vers le bas et est protégée des précipitations. En mesurant l'énergie nécessaire pour maintenir les deux plaques à la même température, la chaleur latente de vaporisation est déterminée, ce qui permet de remonter au taux de précipitation. La vitesse du vent est déterminée en mesurant l'énergie nécessaire pour maintenir la plaque du bas, qui est isolée des précipitations, à une température donnée.

La mesure des précipitations nécessite que les précipitations restent sur la plaque du haut jusqu'à évaporation. Or, plus la vitesse du vent est élevée, plus la capacité de l'instrument à recueillir les précipitations sur la plaque est altérée. En fonction de la vitesse du vent mesurée, une correction est appliquée sur le taux de précipitation. Cette correction est basée sur une étude comparative avec un Double Fence Intercomparison Reference (DFIR) (Rasmussen et al., 2010), le DFIR (voir chapitre 1) étant le capteur de référence de l'organisation météorologique mondiale pour la mesure des précipitations sous forme solide (Goodison et al., 1998).

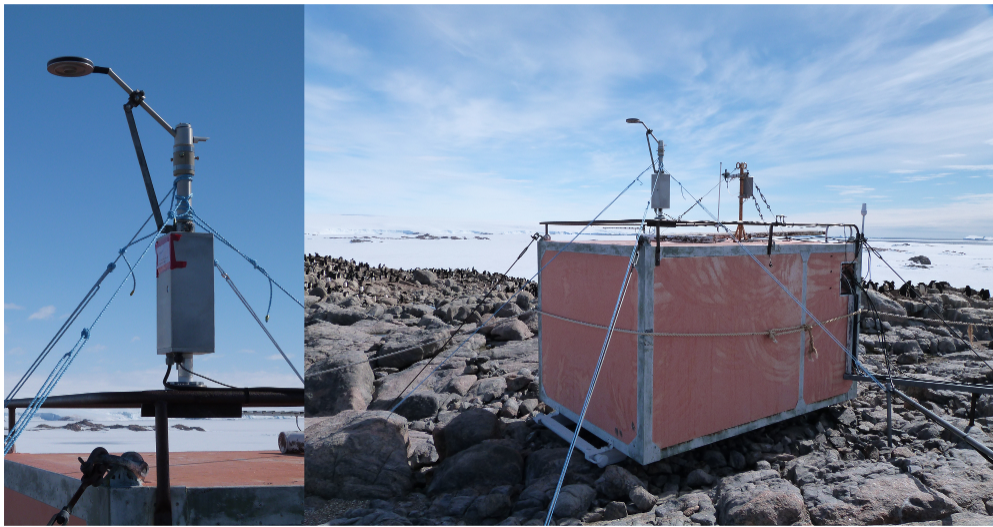


FIGURE 3.1 – Le Hotplate installé sur le toit de l'abri Chantal à Dumont d'Urville en janvier 2012.

3.1.2 Résultats des tests à Dumont d'Urville

Le Hotplate a été installé le 20 janvier 2012 sur le toit de l'abri Chantal à Dumont d'Urville. La base de Dumont de d'Urville a été construite sur l'île des Pétrels, qui se situe à environ 5 km de la côte du continent Antarctique. L'abri Chantal permet d'avoir accès à de l'énergie toute l'année, ce qui est essentiel pour le Hotplate qui consomme entre 100 et 680 W. De plus, il est situé presque au sommet de l'île des Pétrels (figure 3.2). C'est un endroit avec peu de neige aux alentours, probablement en raison de l'érosion causée par le vent, ce qui permet d'éviter les cas de transport local de neige par le vent qui pourraient nuire à la mesure des précipitations. En revanche, sa situation presque au sommet de l'île ainsi que la présence de l'abri Chantal favorisent la turbulence de l'air autour du capteur, ce qui pourrait avoir une incidence sur la capacité du capteur à recueillir les hydrométéores.

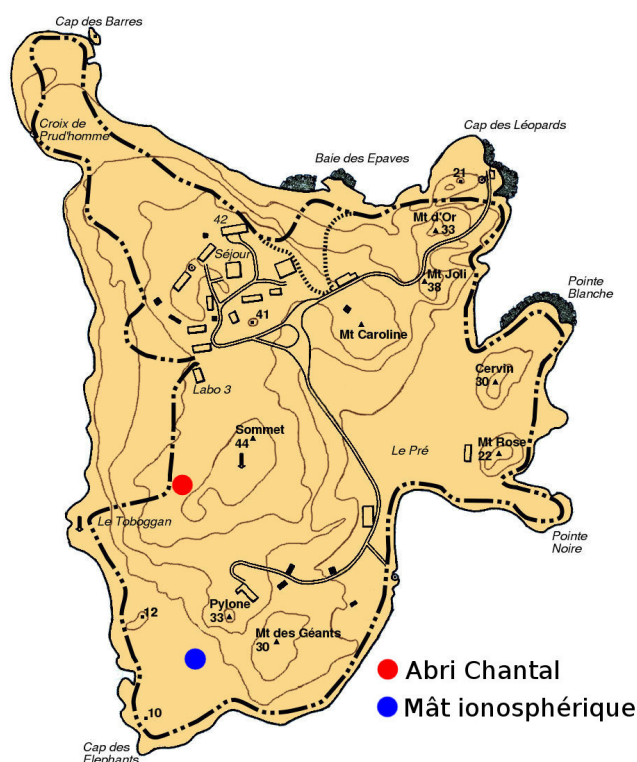


FIGURE 3.2 – Carte de l'île des Pétrels avec les sites de l'abri Chantal et du mât ionosphérique. A titre d'indication, l'île des Pétrels fait environ 900 m de long et 500 m de large. *Source : www.institut-polaire.fr.*

L'instrument a fonctionné du 20 janvier 2012 au 4 juin 2012. Ensuite, le capteur n'a plus renvoyé de données. La raison de cet incident reste inconnue. La figure 3.3 présente une comparaison entre les taux de précipitation issus du Hotplate et des réanalyses ERA Interim pour la période où le capteur a fonctionné. Afin de faciliter la comparaison, les données issues du Hotplate ont été échantillonnées au même pas de temps que les réanalyses ERA Interim, c'est-à-dire une donnée toutes les six heures. Durant la période pendant laquelle le Hotplate a fonctionné, les deux jeux de données ont montré très peu d'accords. Or, les réanalyses ERA Interim ont été comparées aux observations de précipitation réalisées avec CloudSat à Dumont d'Urville, et les deux jeux de données ont montré de bons accords (Palerme et al., 2014). Il est donc probable que le Hotplate n'ait pas été très performant pour mesurer les précipitations sur le toit de l'abri Chantal à Dumont d'Urville.

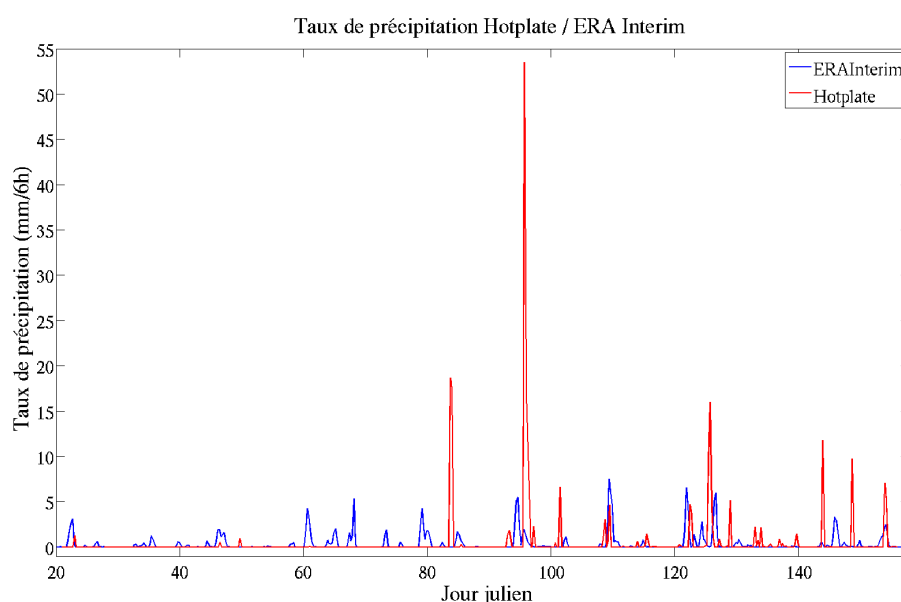


FIGURE 3.3 – Comparaison entre le taux de précipitation mesuré par le Hotplate et simulé par ERA Interim.

La vitesse des vents en Terre Adélie est très élevée (parfois plus de 20 m/s en moyenne semi-horaire pendant la période durant laquelle le Hotplate a fonctionné, voir figure 3.5), et le capteur n'est pas étalonné pour mesurer des chutes de neige avec des vents aussi forts (Rasmussen et al., 2010). De plus, une vitesse de vent élevée engendre de la turbulence autour de l'abri Chantal et de l'instrument. La capacité du Hotplate a

recueillir les hydrométéores est probablement altérée lorsque la turbulence autour du capteur devient importante. Cependant, une comparaison entre les précipitations du Hotplate et des réanalyses ERA Interim avec la vitesse du vent mesurée par le Hotplate (figure 3.4) ne permet pas de conclure que le Hotplate n'est pas capable de mesurer les précipitations avec des vents forts. A l'inverse, chaque fois que le Hotplate a mesuré des taux de précipitation très supérieurs aux taux de précipitation prédits par ERA Interim, la vitesse du vent était très élevée (figure 3.4). Du transport de neige par le vent a pu contribuer au flux particulièrement forts mesurés par le Hotplate durant ces événements.

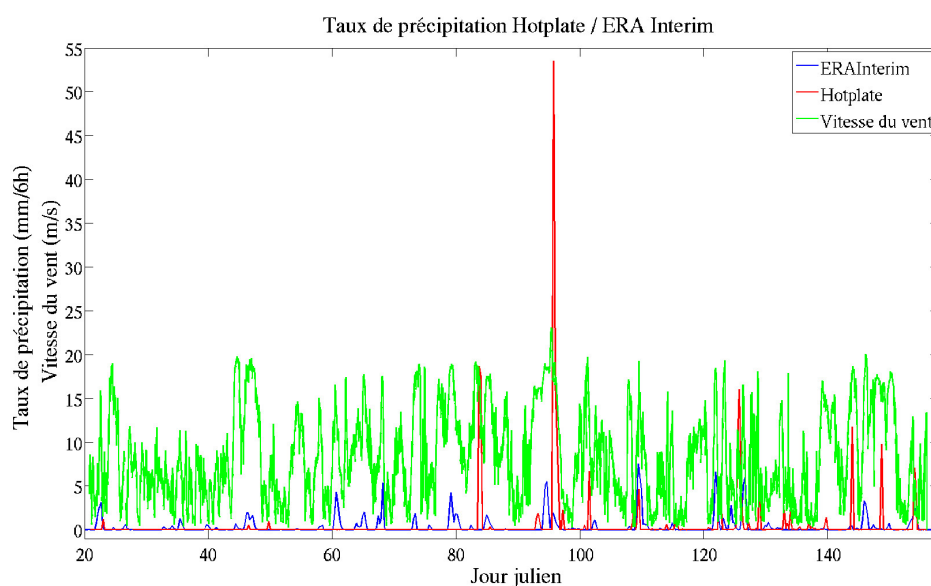


FIGURE 3.4 – Comparaison des taux de précipitation du Hotplate et d'ERA Interim à la vitesse du vent mesurée avec le Hotplate.

Les mesures de température, d'humidité relative, et de vitesse de vent du Hotplate ont été comparées avec les données issues d'une station météorologique installée près du mât ionosphérique à Dumont d'Urville (figure 3.5). Cependant, l'éloignement du Hotplate de la station météorologique, et les différences de topographie entre les deux sites, nécessite de la prudence pour l'interprétation de ces résultats (figure 3.2). La mesure de la vitesse du vent est particulièrement importante puisqu'elle influence directement la mesure des précipitations. Une correction est appliquée sur le taux de précipitation en fonction de la vitesse du vent mesurée, en raison de la capacité du capteur à recueillir les hydrométéores qui diminue lorsque la vitesse du vent augmente.

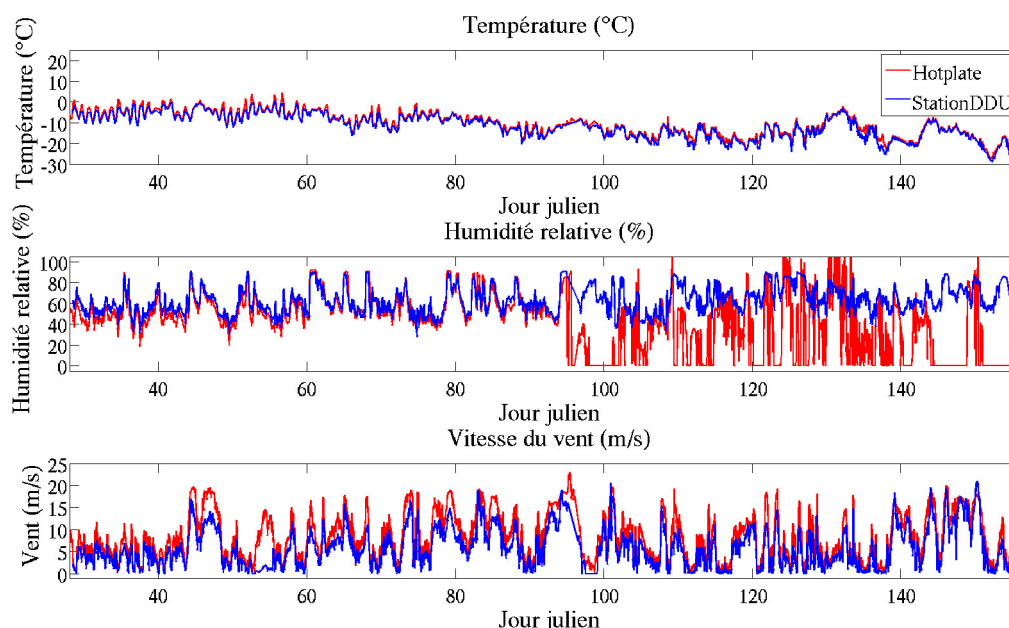


FIGURE 3.5 – Comparaison entre la température, l’humidité relative, et la vitesse du vent mesurées par le Hotplate et à la station météorologique de Dumont d’Urville.

Dans la figure 3.5, les données ont été échantillonnées avec un pas de temps de 30 minutes. Il est intéressant de noter que le capteur d’humidité a cessé de fonctionner correctement à partir du début du mois d’avril 2012 (jour julien 95). Avant que le capteur ne cesse de fonctionner, les mesures d’humidité du Hotplate étaient généralement en assez bon accord avec les mesures d’humidité de la station météorologique de Dumont d’Urville. La vitesse du vent mesurée par le Hotplate était généralement supérieure à la vitesse du vent de la station météorologique. Ce résultat est attendu en raison du site où était installé le Hotplate qui est plus exposé aux vents que la station météorologique de Dumont d’Urville (figure 3.2), l’abri Chantal étant presque au sommet de l’île des Pétrels contrairement à la station météorologique qui était au pied de l’île (à côté du mât ionosphérique). Par ailleurs, la mesure de température était également souvent supérieure dans les données du Hotplate que dans celles de la station météorologique. Les plus grandes différences de température sont observées durant la journée et les mois d’été. Ces différences de mesure pourraient résulter d’un biais causé par le manque d’abri ventilé autour du capteur de température du Hotplate. Les mesures de température

issues du Hotplate seraient alors surestimées en raison de l'effet du rayonnement solaire.

Pour conclure, le capteur Hotplate ne semble pas adapté à la mesure des précipitations dans les régions côtières en Antarctique, notamment en raison des forts vents qui s'y produisent.

3.2 Test et développement des fourches optiques Wenglor

3.2.1 Tests lors de la campagne en Antarctique 2011-2012

Lors de la campagne Antarctique 2011-2012, des fourches optiques industrielles commercialisées par la société Wenglor (www.wenglor.com) ont été testées (figure 3.6). Ces compteurs de particules permettent d'obtenir le nombre de particules traversant un faisceau laser pendant un temps donné, mais ne fournissent aucune information sur la taille ou la vitesse des particules. Il existe trois versions du capteur avec trois largeurs de fourches différentes : 3 cm, 5 cm, et 8 cm. Ces capteurs présentent deux atouts : ils sont très bon marché (environ 150 euros), et consomment peu d'énergie ($< 1\text{W}$), ce qui rend possible de les installer sur des stations autonomes en énergie. La plupart des stations météorologiques autour de Dumont d'Urville étant autonomes en énergie, ce dernier critère est déterminant.


	Données techniques	
	Caractéristiques optiques	
	Largeur de fourche	80 mm
	Plus petite taille détectable	40 μm
	Plus petite fente détectable	50 μm
	Hystérésis de commutation	$< 20 \mu\text{m}$
	Type de lumière	Laser (rouge)
	Longueur d'onde	655 nm
	Durée de vie ($T_u = +25^\circ\text{C}$)	100000 h
	Classe laser (EN 60825-1)	2
	Ambiance lumineuse max.	10000 Lux
	Diamètre du spot lumineux	0,6 mm
	Répétabilité de la précision	$< 5 \mu\text{m}$
	Caractéristiques électroniques	
	Tension d'alimentation	10...30 V DC
	Consommation ($U_b = 24 \text{ V}$)	$< 50 \text{ mA}$
	Fréquence de commutation	10 kHz
	Temps de réponse	50 μs
	Temporisation à la retombée	0...100 ms
	Température d'utilisation	-25...60 $^\circ\text{C}$

FIGURE 3.6 – La fourche optique YH08NCT8 commercialisée par la société Wenglor et ses caractéristiques. *Source : www.wenglor.com.*

Les fourches optiques Wenglor sont initialement conçues pour fonctionner en intérieur, notamment pour la détection de défauts sur des pièces industrielles. Cependant, ces capteurs ont été utilisés pour des études de transport de sable par le vent (Hugenholtz and Barchyn, 2011; Sherman et al., 2011), et pour des études de précipitation et de transport de neige par le vent en Antarctique (Leonard and Cullather, 2008; Leonard et al., 2012). Plusieurs de ces études (Hugenholtz and Barchyn, 2011; Leonard et al., 2012) ont indiqué que les fourches optiques Wenglor sont robustes pour des études portant sur des flux de neige, en raison d'une bonne répétitivité des mesures, et de résultats cohérents entre différentes fourches optiques Wenglor. Cependant, lors d'études de transport de sable par le vent dans des conditions humides, Hugenholtz and Barchyn (2011) ont détecté des cas où des particules sont restées collées sur la lentille, rendant le capteur défectueux. Hugenholtz and Barchyn (2011) ont également indiqué que ce problème ne devrait pas apparaître dans des conditions sèches et/ou ventées. Par ailleurs, lors de tests en laboratoire avec un flux de sable très élevé, les capteurs saturent car ils ne sont plus capables de distinguer toutes les particules, ils en sous-estiment alors le nombre (Hugenholtz and Barchyn, 2011). Néanmoins, si les fourches optiques Wenglor sont installées plusieurs mètres au-dessus du sol, il est peu probable qu'elles soient affectées par ce problème en Antarctique, car le flux de sable à partir duquel les fourches optiques Wenglor saturaient était très élevé ($2,5 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) dans l'étude de Hugenholtz and Barchyn (2011).

Deux fourches optiques Wenglor ont été installées lors de la campagne de terrain 2011-2012 sur le site de D17, qui se situe sur le continent à une dizaine de kilomètres de la côte. Durant cette campagne, ces capteurs ont été testés à la fois pour des mesures de précipitation et de neige soufflée (transport de neige par le vent). Ce site a été choisi en raison d'une occurrence élevée de neige soufflée (Trouvilliez, 2013). Une tour d'environ 6 m est installée à D17 (figure 3.7), ce qui nous a permis d'installer les deux fourches à deux hauteurs différentes : une fourche de 8 cm de large à environ 2,80 m de haut, et une fourche de 3 cm de large à environ 1,30 m de haut. Les données ont été acquises en moyennes semi-horaires du nombre de particules détectées par minute.

Lors de la campagne de terrain 2011-2012, des problèmes de saturation avec la luminosité ont été observées sur les compteurs de particules Wenglor à D17. Sur les fourches optiques Wenglor, des diodes de couleur permettent d'observer quand le capteur détecte des particules ou quand il ne détecte rien. Lors de la campagne 2011-2012, les diodes sur le capteur indiquaient fréquemment la présence de particules alors que le faisceau laser n'était pas obstrué. Lorsque nous déplaçons les fourches dans un endroit à l'ombre, les capteurs fonctionnaient de nouveau normalement, ce qui nous a permis de supposer que



FIGURE 3.7 – La tour du site de D17 à une quinzaine de kilomètres de Dumont d’Urville.

les capteurs saturaient très probablement en raison de la luminosité ambiante. Dans les régions polaires en été et par ciel clair, la luminosité peut dépasser 40000 lux (Arendt, 2012). Or, le constructeur donne une luminosité maximum d’utilisation de 10000 lux (figure 3.6).

La figure 3.8 montre le nombre de particules détectées en fonction de la vitesse du vent et de la période de la journée par les fourches optiques Wenglor durant les mois de mars, avril, et mai 2012. Ces trois mois ont été choisis en raison d’un cycle diurne important de luminosité, alors que le jour est quasiment permanent durant l’été, et la nuit quasiment permanente durant l’hiver à Dumont d’Urville. Lorsque la vitesse du vent mesurée est très élevée et que le nombre de particules par minute détectées est nul, il est probable que les fourches optiques Wenglor ne fonctionnent pas correctement. La figure 3.8 montre que pour une vitesse de vent donnée, le nombre d’évènements de neige soufflée et/ou de précipitation détectés par les deux fourches optiques Wenglor est beaucoup plus faible entre 12 et 18 h, qu’entre 18 et 0 h ou entre 0 et 6 h. Ces résultats confirment que les capteurs Wenglor peuvent être affectés par une forte luminosité.

La figure 3.9 montre le nombre de particules par minute détectées par les deux fourches optiques Wenglor durant l’année 2012. La fourche optique de 3 cm, placée à 1,30 m de haut, n’a pas mesuré d’évènements forts après le mois de mars 2012. La fourche de 8 cm, placée à 2,80 m de haut, semble avoir mieux fonctionné que la fourche de 3 cm.

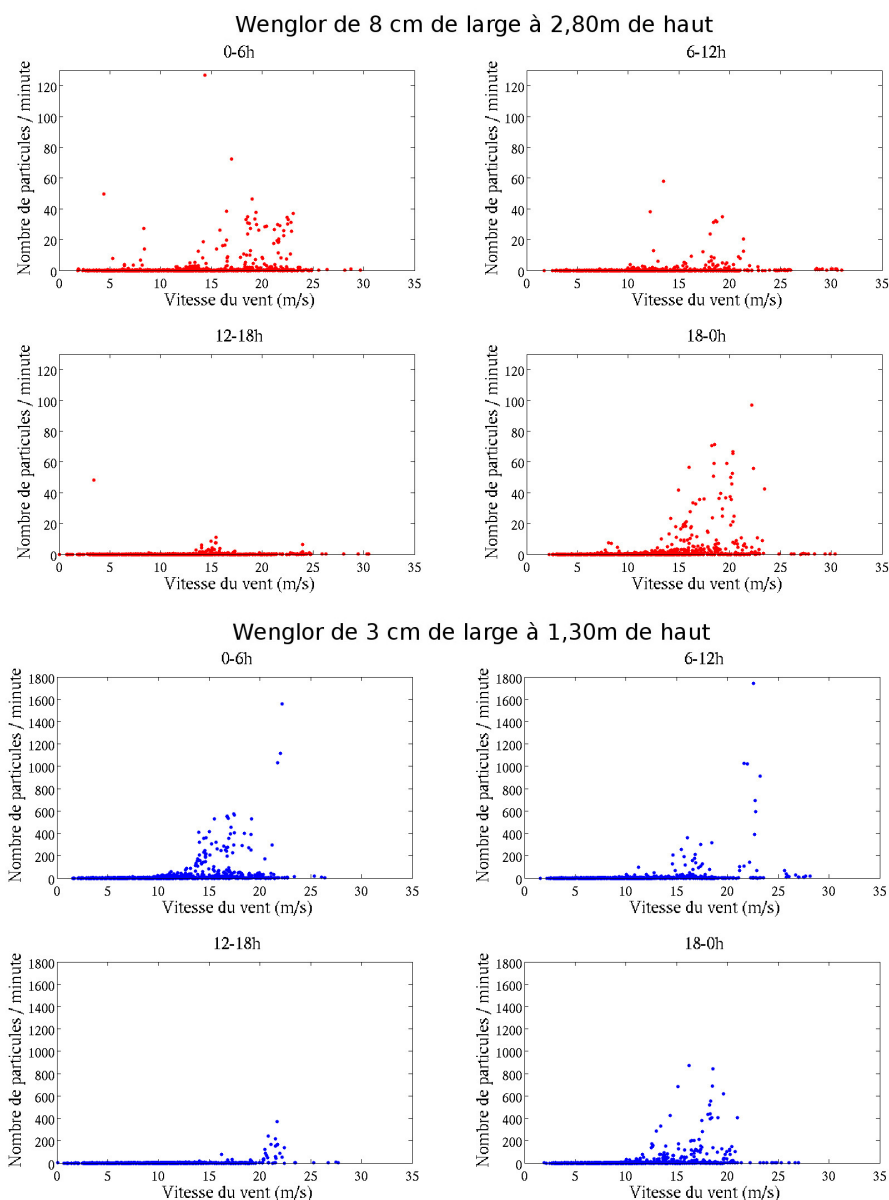


FIGURE 3.8 – Nombre de particules par minute (moyennes semi-horaires) détectées par les deux fourches optiques Wenglor installées sur la tour à D17, en fonction de la vitesse du vent et de la période de la journée. La période du 1er mars au 31 mai 2012 a été prise en compte.

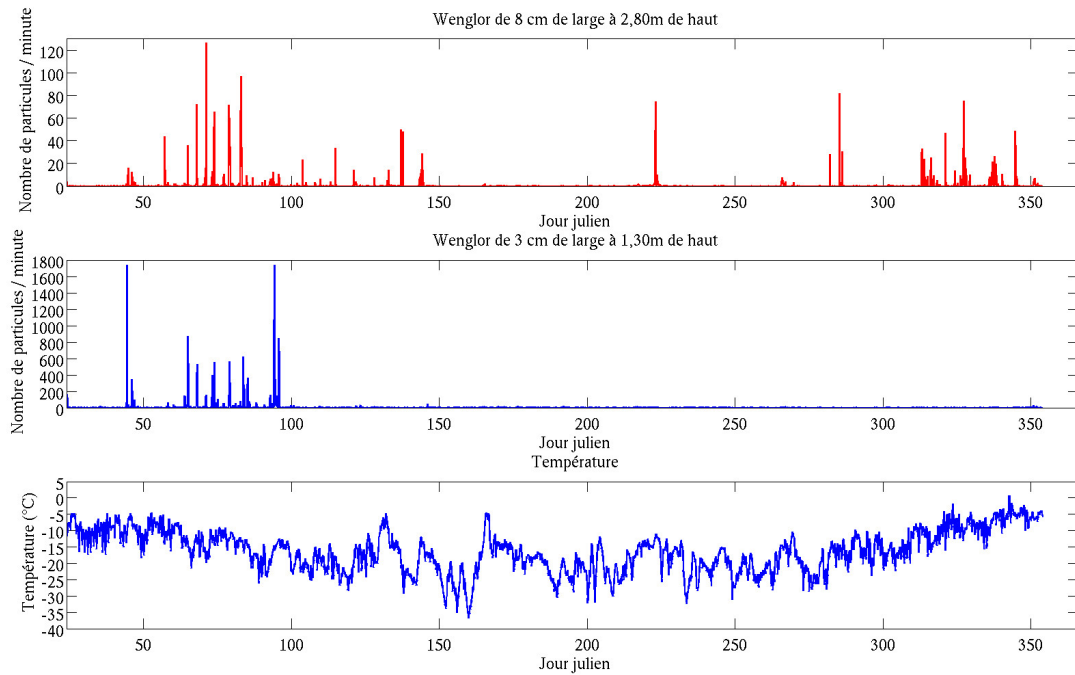


FIGURE 3.9 – Nombre de particules par minute (moyennes semi-horaires) détectées par les deux fourches optiques Wenglor, et température mesurée avec une sonde de température sur la tour à D17 durant l’année 2012.

Cependant, elle n’a pas mesuré beaucoup d’évènements forts durant les mois d’hiver. Or, durant l’hiver, la luminosité est très faible et la vitesse du vent est en moyenne élevée (Wendler et al., 1997), donc le nombre d’évènements de neige soufflée devrait être important. La température pourrait avoir affecté les fourches optiques Wenglor. D’autant plus que le constructeur donne une température minimum d’utilisation de -25°C (figure 3.6), et que la température à D17 peut parfois être inférieure à -25°C (figure 3.9).

3.2.2 Etudes menées au col du Lac Blanc (Alpes françaises) durant l’hiver 2011-2012

Parallèlement aux tests réalisés en Antarctique, des fourches optiques Wenglor ont été installées au col du Lac Blanc dans les Alpes par Hervé Bellot et Florence Naaim-Bouvet de l’Institut national de recherche en sciences et technologies pour l’environnement et l’agriculture (IRSTEA). Le col du Lac Blanc se situe à 2700 m d’altitude dans le massif des Grandes Rousses, près de la station de ski de l’Alpe d’Huez en Isère. L’équipe ETNA

de l'IRSTEA a installé un ensemble de capteurs pour l'étude du transport de neige par le vent au col du Lac Blanc. Les mesures des fourches optiques Wenglor ont été comparées aux données issues de Snow Particle Counter (SPC-S7, Niigata Electric), un instrument spécialement conçu pour la mesure de flux de neige (Nishimura and Nemoto, 2005). Ces résultats ont été publiés dans la revue *Cold Regions Science and Technology* (Naaïm-Bouvet et al., 2014), et sont en annexe de ce manuscrit. Cette partie résume les principaux résultats concernant les fourches optiques Wenglor de cette étude.



FIGURE 3.10 – Le Snow Particle Counter (SPC-S7).

Pour la première fois, les fourches optiques Wenglor ont été comparées à des capteurs optiques plus sophistiqués comme le Snow Particle Counter (SPC) qui permet de déterminer la distribution en taille des particules (figure 3.10). Le SPC (Nishimura and Nemoto, 2005) détecte les particules présentes dans un volume de mesure (2 mm x 25 mm x 0,5 mm), et les classent dans 32 gammes de tailles différentes comprises entre 40 et 500 μm . Si une particule est plus grosse que la dernière classe, elle est classée dans la dernière classe. De plus, le SPC s'oriente dans la direction du vent grâce à des ailettes installées sur le capteur (figure 3.10).

Les mesures d'une fourche optique Wenglor ont été comparées avec le flux mesuré par un SPC placé à la même hauteur. Le nombre de particules compté par la fourche optique Wenglor et le flux de neige mesuré avec le SPC ont montré de bons accords (figure 3.11). Cependant, cet accord est meilleur lorsque le flux de neige est uniquement composé de neige transportée par le vent que lorsqu'il y a une chute de neige.

En comparant le nombre de particules compté par la fourche optique Wenglor au nombre de particules détectées dans chaque classe par le SPC, il est possible de déter-

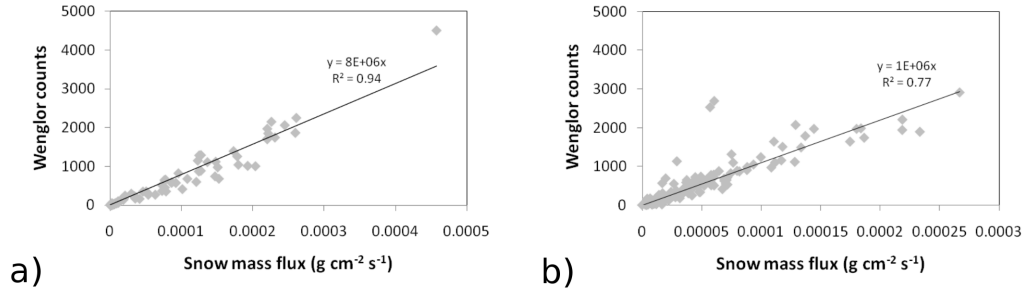


FIGURE 3.11 – Nombre de particules détectées par les fourches optiques Wenglor en fonction du flux de neige mesuré par un Snow Particle Counter placé à la même hauteur (à 1,65 m du sol). Une mesure a été acquise toutes les 10 minutes. a) Evènement de transport de neige par le vent sans chute de neige entre le 9 (11h59) et le 10 février (4h39) 2012. b) Evènement de transport de neige par le vent durant une chute de neige entre le 7 (9h10) et 8 février (13h40) 2012. *Source : Naaïm-Bouvet et al. (2014).*

miner la taille de particule minimum détectée par la fourche optique Wenglor. Cette taille minimum correspond à la classe de taille de particules du SPC pour laquelle il y a autant de particules dans cette classe et dans les classes de tailles plus élevées, que le nombre de particules compté par la fourche optique Wenglor. Cette analyse a été réalisée durant le mois de février 2012. Les évènements avec une vitesse de vent inférieure à 6 m.s⁻¹ et/ou un nombre de particules compté par la fourche optique Wenglor inférieur à 20 particules.cm⁻².min⁻¹ n'ont pas été pris en compte pour cette comparaison, afin d'éviter de fausser les résultats avec des mesures peu significatives. Les résultats sont présentés dans la figure 3.12. La taille minimum de particule détectée par le Wenglor la plus fréquente est de 206 µm. Cette valeur est relativement proche de celles reportées par Leonard et al. (2012) (224 et 230 µm), mais largement supérieure à la valeur donnée par le constructeur qui est de 40 µm (figure 3.6). Cependant, si on considère que la plus petite taille détectable donnée par le constructeur correspond à un fil de 40 µm de diamètre, le diamètre d'une particule sphérique de surface équivalente serait de 175 µm (équation 3.1).

$$R_{particule} = \sqrt{\frac{D_{faisceau} \times D_{fil}}{\pi}} \quad (3.1)$$

avec $R_{particule}$ le rayon d'une particule sphérique de surface équivalente, $D_{faisceau}$ le diamètre du faisceau laser de la fourche optique (0,6 mm), et D_{fil} le diamètre du fil.

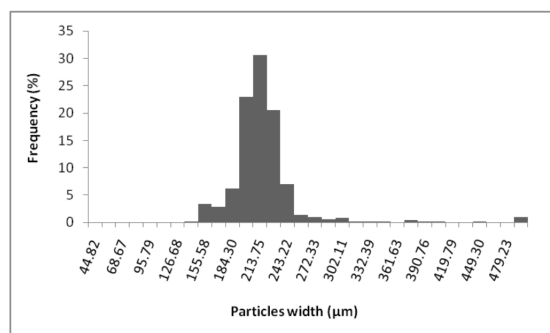


FIGURE 3.12 – Taille minimum des particules détectées par les fourches optiques Wenglol déterminée en comparant les mesures issues d'une fourche optique Wenglol aux mesures issues d'un Snow Particle Counter durant la période du 2 au 29 février 2012. La figure montre la fréquence de taille minimum de particule détectée par la fourche optique Wenglol, le calcul ayant été réalisé pour chaque pas de temps de 10 minutes. Les périodes avec une vitesse de vent inférieure à 6 m.s^{-1} , et celles où le nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglol était inférieur à $20 \text{ particules.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$ ont été exclues. *Source : Naaim-Bouvet et al. (2014).*

Contrairement aux résultats de la campagne en Antarctique pendant laquelle les fourches optiques Wenglol n'ont pas très bien fonctionné, les résultats des études menées au col du Lac Blanc ont été encourageants. D'autant plus qu'aucun problème de fonctionnement lié à la luminosité ou à la température n'a été observé. Cependant, en raison du manque de distribution en taille des particules, les fourches optiques Wenglol ne permettent pas à elles seules de déterminer des flux de neige.

3.2.3 Tests en chambre froide et modification des fourches optiques Wenglol lors de l'année 2012

Suite aux campagnes de terrain menées en Antarctique et au col du Lac Blanc, des tests en chambre froide ont été réalisés afin de mieux comprendre le fonctionnement des fourches optiques Wenglol. Ces tests ont été réalisés en collaboration avec Hervé Bellot et Florence Naaim-Bouvet de l'IRSTEA et Charles Amory du LGGE. Au LGGE, une chambre froide permet de programmer des cycles de température afin de réaliser

des expériences. Il est possible de descendre en température jusqu'à -70°C avec cette machine, ce qui la rend très intéressante pour la préparation des campagnes de terrain en Antarctique.

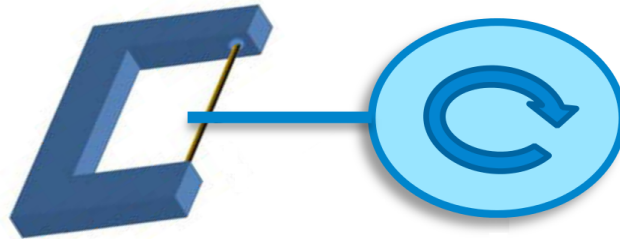


FIGURE 3.13 – Dispositif (moteur et fil) utilisé dans la chambre froide pour simuler le passage de particules dans le laser des fourches optiques Wenglor. *Source : Vocanson (2014).*

Dans la chambre froide, nous avons installé un moteur avec une tige afin de simuler le passage de particules dans la zone de mesure des fourches optiques Wenglor (figure 3.13). Il est important de noter que la vitesse de rotation du moteur et donc le nombre de particules détectées par les fourches optiques dépend de la température. Ceci est visible dans la figure 3.14 qui montre le nombre de particules détectées par 6 fourches optiques Wenglor en fonction de la température. Par exemple, entre 0 et 150 minutes environ, tous les capteurs fonctionnent et renvoient le même nombre de particules, mais ce nombre de particules détectées varie, et a tendance à décroître lorsque la température diminue.

La figure 3.14 montre que la capacité des fourches optiques à fonctionner à de basses températures est très variable entre les différents capteurs. Lors de la descente en température, les différents capteurs ont commencé à rencontrer des problèmes de fonctionnement entre -13°C (courbe noire) et -31°C (courbe rouge). De plus, il existe généralement une différence entre la température à laquelle les capteurs cessent de fonctionner et la température à laquelle les capteurs remarchent de nouveau. Ainsi pour le capteur représenté par la courbe violette sur la figure 3.14, la fourche optique cesse de fonctionner à environ -26°C lors de la descente en température, et remarche de nouveau à environ -19°C lors de la remontée en température. Cette différence est probablement liée à l'inertie nécessaire pour changer la température à l'intérieur des fourches optiques Wenglor.

Lors de cette série de tests en chambre froide, nous avons également pu mettre en

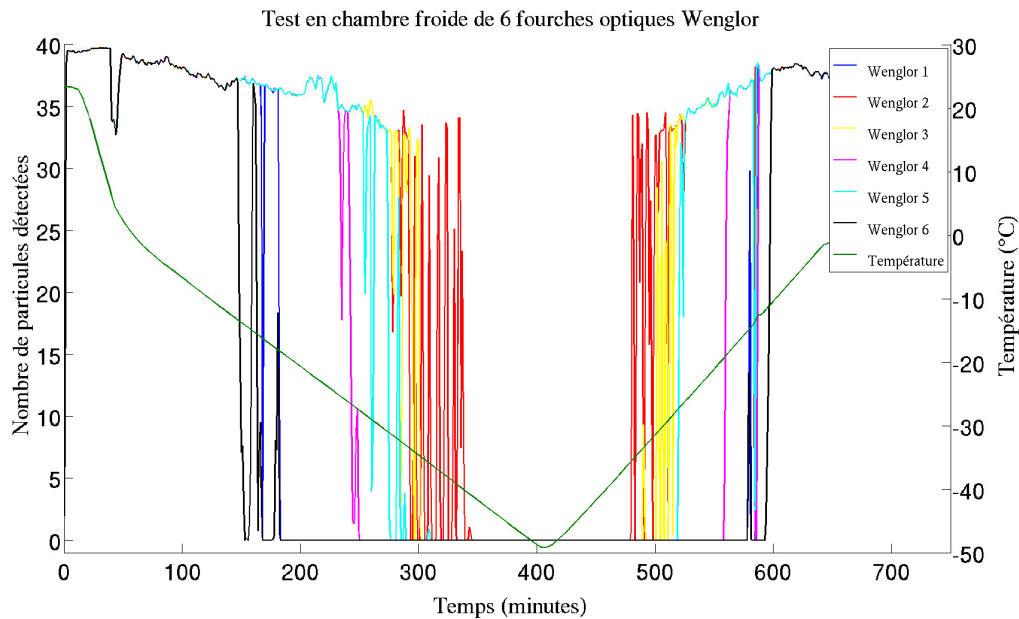


FIGURE 3.14 – Test en chambre froide de six fourches optiques Wenglor.

évidence qu'il y a des capteurs qui sont systématiquement plus robustes que d'autres. Néanmoins, la répétitivité des différents capteurs était mauvaise, et deux tests identiques donnaient généralement des résultats bien différents.

Les résultats des tests en chambre froide (entre autres ceux de la figure 3.14) ont montré que les fourches optiques Wenglor sont globalement peu robustes à des températures inférieures à -15°C . Or, la température sur la côte de la Terre Adélie peut descendre en dessous de -35°C (Wendler et al., 1993). Afin de rendre les fourches optiques Wenglor plus robustes aux basses températures, des tests ont été réalisés en ajoutant un tapis chauffant (figure 3.15). Alimenté en 12 volts, ce tapis chauffant libère une puissance de 1,25 W. Le tapis chauffant a été placé sur le côté de la fourche optique où se trouve l'émetteur du laser, car c'est là que se trouve la grande majorité de l'électronique du capteur. Une isolation en mousse a été posée autour du tapis chauffant afin de limiter les pertes de chaleur. Enfin, nous avons utilisé une gaine thermorétractable de gros diamètre pour englober le dispositif.

Les figures 3.16 et 3.17 montrent deux tests réalisés pour tester l'efficacité du tapis chauffant. Une sonde de température de type PT100 a été placée entre le tapis chauffant et la mousse isolante afin de déterminer la température au contact du tapis chauffant. Lors du premier test (figure 3.16), une fourche optique Wenglor a été placée en chambre

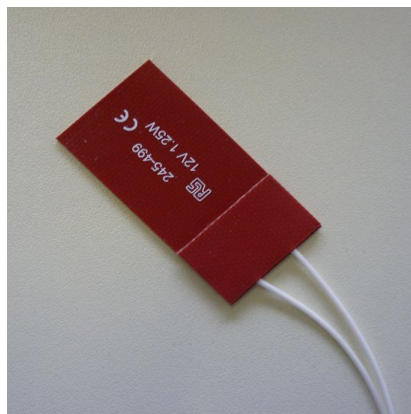


FIGURE 3.15 – Tapis chauffant ajouté aux fourches optiques Wenglor.

froide où nous avons fait descendre la température jusqu'à -50°C . Curieusement, le capteur a fonctionné sans chauffage jusqu'à -50°C (c'est la seule fois où nous avons observé un capteur fonctionner sans chauffage à une température aussi basse). Ensuite, nous avons tenté de baisser la température de quelques degrés, et le capteur a immédiatement cessé de fonctionner. Nous avons alors remis la température à -50°C , puis nous avons attendu pendant une dizaine de minutes. La fourche optique ne fonctionnait toujours pas. Nous avons ensuite alimenté en électricité le tapis chauffant. Environ 56 minutes après avoir allumé le tapis chauffant, le capteur a de nouveau fonctionné. Ce premier test était donc encourageant.

Le second test (figure 3.17) a duré environ deux jours et demi. Cinq cycles de température compris entre -35 et 20°C ont été réalisés. La fourche optique Wenglor était chauffée et a fonctionné durant toute la durée du test. Un écart de température quasiment constant d'environ 25°C a été observé entre la température de l'air dans la chambre froide et la température mesurée par la sonde PT100 collée contre le tapis chauffant. Dans la figure 3.14, tous les capteurs ont rencontré des problèmes de fonctionnement à -35°C . Il est donc probable que sans système de chauffage, la fourche optique utilisée durant le test de la figure 3.17 aurait moins bien fonctionné. Cependant, la figure 3.16 montre qu'il est possible qu'un capteur Wenglor fonctionne sans chauffage à des températures aussi basses. Néanmoins, les nombreux tests en chambre froide que nous avons réalisé montrent que cela est très peu probable. Nous avons donc conclu que placer un tapis chauffant sur la branche de la fourche optique où se trouve l'émetteur du laser permet de rendre le capteur plus robuste aux basses températures. Par ailleurs, nous avons également réalisé des tests en plaçant un tapis chauffant sur l'autre branche

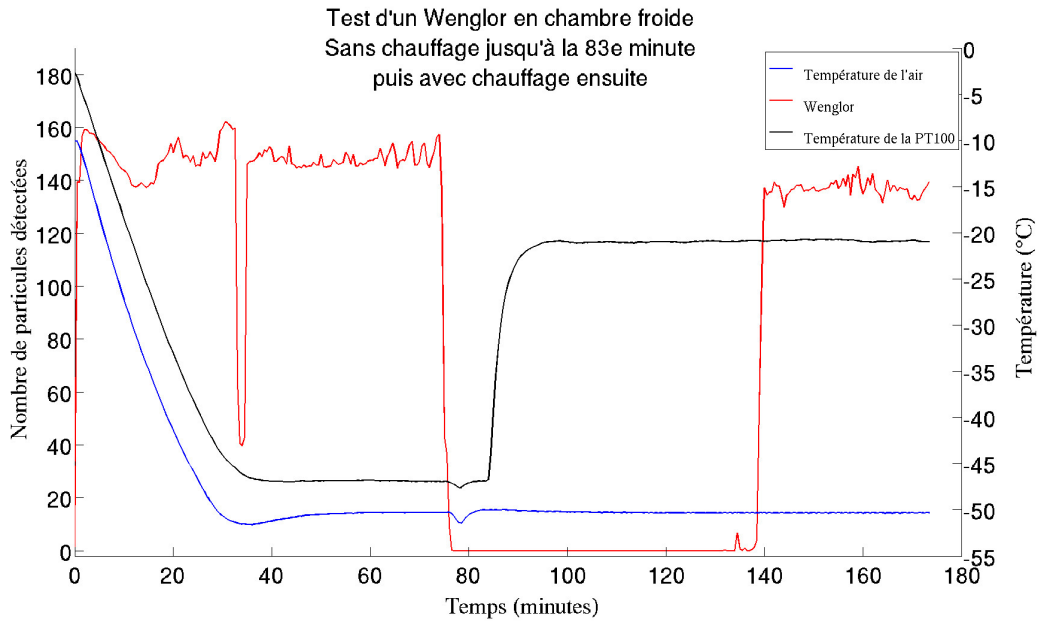


FIGURE 3.16 – Test en chambre froide d’une fourche optique Wenglor. Le capteur n’a pas été chauffé jusqu’à la 83^e minute, puis il a été chauffé ensuite. Une sonde de température de type PT100 était posée contre le tapis chauffant du capteur.

de la fourche optique, où se trouve le récepteur photoélectrique. Ces tests n’ont pas été concluants. Nous avons donc décidé de mettre un tapis chauffant sur les fourches optiques Wenglor sur la branche où se trouve l’émetteur du laser.

Lors du test de la figure 3.17, le nombre de particules détectées par la fourche optique a chuté brutalement pendant les deuxième, troisième, et quatrième cycles lorsque la température était basse. Deux raisons sont possibles à cela : soit le moteur a soudainement tourné moins vite, soit la fourche optique a manqué des particules. La figure 3.18 montre une expérience où deux fourches optiques Wenglor ont été placées dans la chambre froide pendant trois cycles de température. Lors du deuxième cycle de température, les deux fourches optiques ont fonctionné, mais n’ont pas compté le même nombre de particules. Il est donc possible que les capteurs Wenglor manquent des particules. Néanmoins, les nombreux tests en chambre froide que nous avons réalisés montrent que cette situation arrive assez rarement, sauf lorsque le capteur est proche de cesser de fonctionner. Cette situation est par exemple observée pour le capteur représenté par la courbe rouge dans la figure 3.18 lors de la troisième descente en température.

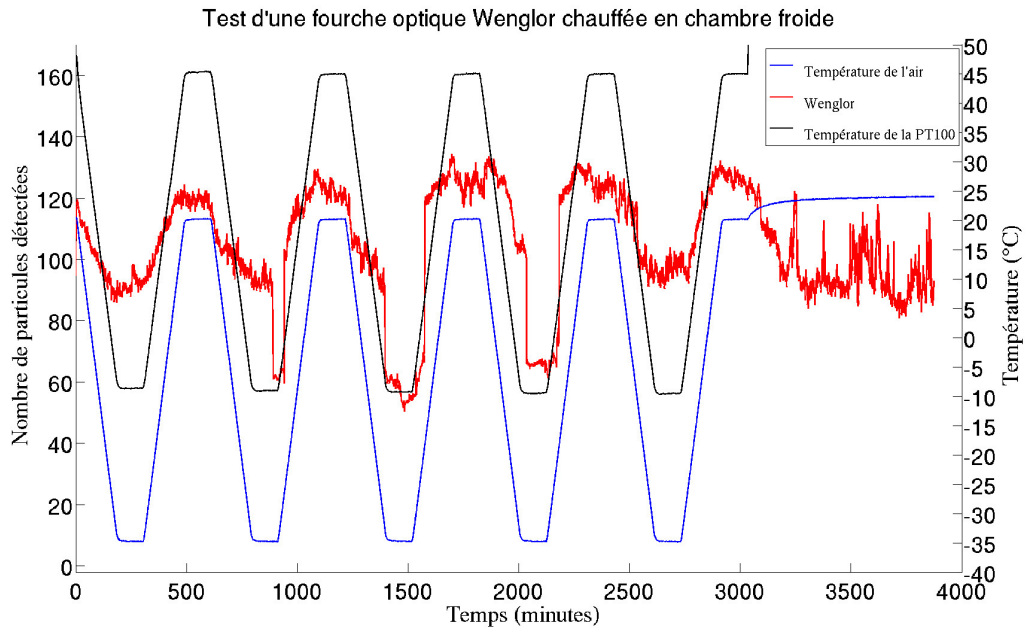


FIGURE 3.17 – Test en chambre froide d’une fourche optique Wenglor. Le capteur a été chauffé pendant toute la durée du test. Une sonde de température de type PT100 était posée contre le tapis chauffant du capteur.

Les problèmes de saturation avec une luminosité élevée observés en Antarctique ont également été constatés au laboratoire lorsque nous orientons le récepteur des fourches optiques face au soleil. Nous avons tout d’abord réalisé des tests avec un filtre optique passe bande centré sur 656 nm avec une largeur de bande de 10 nm, le laser des fourches optiques Wenglor étant à la longueur d’onde de 655 nm. Ces tests ont été concluants à température ambiante. Lorsque nous orientons le récepteur des fourches optiques face au soleil, le capteur ne fonctionnait pas sans filtre, mais marchait avec un filtre optique. Nous avons alors réalisé des tests en chambre froide, et le capteur avec le filtre a cessé de fonctionner à une température anormalement élevée (autour de -5°C). Le coefficient de transmission du filtre optique n’était que de 60 %, ce qui était probablement trop faible. Nous avons alors utilisé un filtre passe bande centré sur 655 nm (la longueur d’onde du laser des fourches optiques Wenglor) avec une largeur de bande de 15 nm, et avec un coefficient de transmission supérieur à 93 %. Ce filtre était cependant beaucoup plus cher, environ 200 euros contre 34 euros pour le filtre précédent. Avec ce type de filtre, aucune différence n’a été observée entre le comportement des capteurs avec et sans filtre

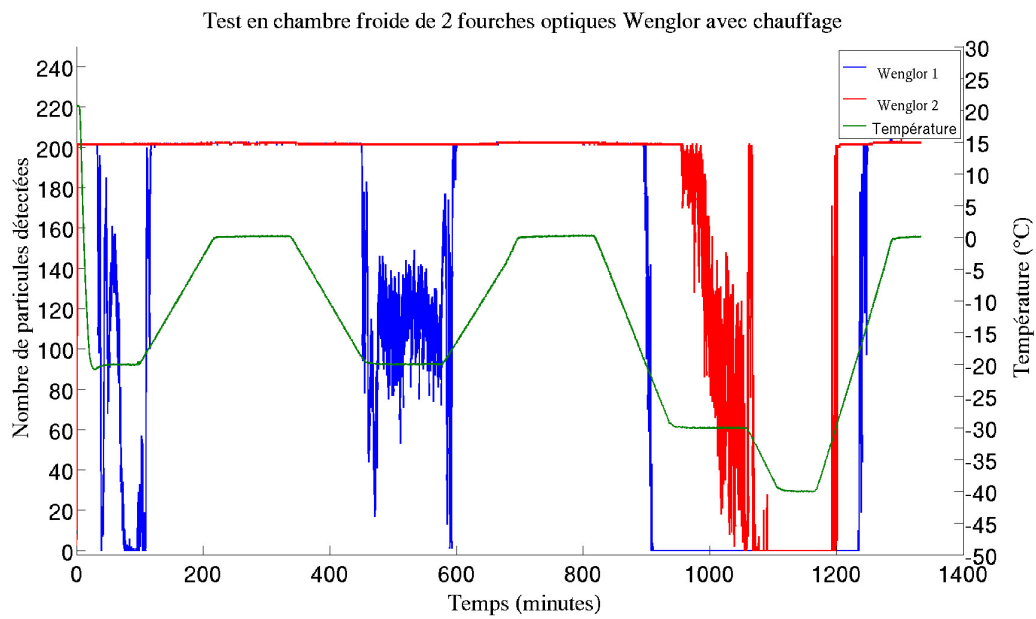


FIGURE 3.18 – Test en chambre froide de deux fourches optiques Wenglor.



FIGURE 3.19 – Un filtre optique passe bande centré sur la longueur d'onde des fourches optiques Wenglor (655 nm) et avec un coefficient de transmission supérieur à 93 %.

en chambre froide. Le filtre passe bande ne semblait donc pas gêner les mesures aux basses températures. De plus, tout comme le premier filtre, il était efficace pour rendre les capteurs opérationnels avec une forte luminosité. Nous avons donc opté pour ajouter un filtre passe bande avec un coefficient de transmission supérieur à 93 % (figure 3.19).

3.2.4 Compréhension du mode de fonctionnement des fourches optiques Wenglor et tests complémentaires

Afin de comprendre comment fonctionnent les fourches optiques Wenglor, Hervé Bellot de l'IRSTEA a demandé à Wenglor si la société pouvait nous fournir un capteur avec l'électronique qui ne soit pas noyé dans une résine. La société a refusé. À défaut d'avoir pu obtenir des informations directement du constructeur, nous avons fait une série d'hypothèses sur le fonctionnement du capteur.

Les fourches optiques Wenglor fonctionnent avec un récepteur photoélectrique qui convertit l'énergie lumineuse reçue en tension. Cette tension, appelée dans cette partie tension du récepteur, est ensuite comparée avec une tension de référence. Lorsqu'une particule de taille suffisamment importante coupe le faisceau laser, la tension du récepteur devient plus faible que la tension de référence, et une particule est alors détectée.

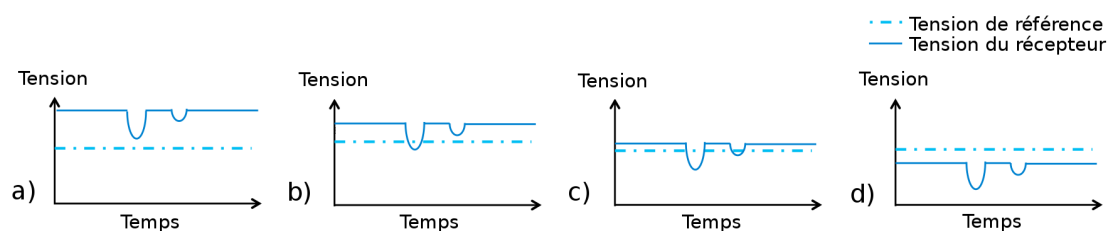


FIGURE 3.20 – Mode de fonctionnement des fourches optiques Wenglor. a) La tension du récepteur photoélectrique est trop éloignée de la tension de référence, le capteur ne détecte aucune particule. b) La tension du récepteur est suffisamment proche de la tension de référence pour détecter la grosse particule, mais pas la petite. c) Le capteur détecte les deux particules. d) La tension du récepteur est toujours inférieure à la tension de référence, le capteur ne fonctionne plus. *Source : Vocanson (2014).*

La tension de référence peut être étalonnée en appuyant sur un bouton présent sur le capteur. Plusieurs modes d'étalonnage existent sur le capteur : “normal teach” et “minimal teach”. Ces différents modes d'étalonnage fixent la tension de référence à un certain rapport de la tension du récepteur au moment de l'étalonnage : 90 % pour le

mode “minimal teach” et 50 % pour le mode “normal teach” (Hugenholtz and Barchyn, 2011). Nous avons choisi d’utiliser le mode “minimal teach” qui permet donc la détection de plus petites particules que le mode “normal teach”.

Lorsque la température diminue, la tension du récepteur se rapproche de la tension de référence (figure 3.20). Puis, à une température suffisamment basse, la tension du récepteur passe en dessous de la tension de référence, et le capteur ne fonctionne plus (figure 3.20 d). Cela signifie également que plus la tension du récepteur est proche de la tension de référence, plus le capteur est capable de détecter des petites particules.

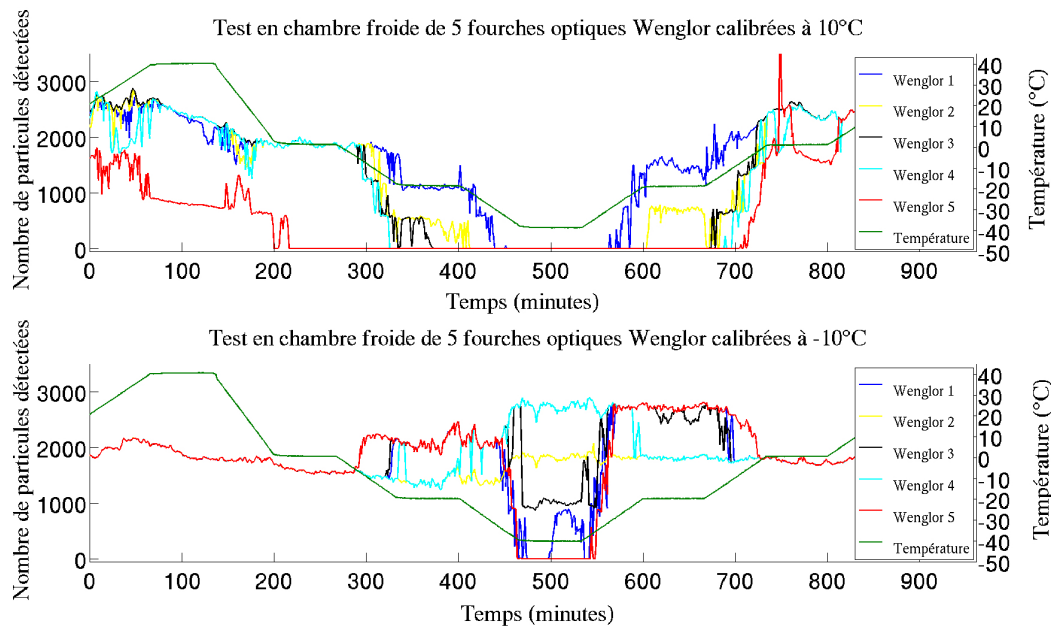


FIGURE 3.21 – Test de 5 fourches optiques Wenglor étalonnées à des températures différentes : 10 °C pour le graphe du haut, et -10 °C pour le graphe du bas. Lors de ce test, nous avons installé trois fils de diamètres différents sur le moteur : 0,06 mm, 0,25 mm, et 0,57 mm.

Nous avons vérifié cette hypothèse lors d’un test en chambre froide où trois fils de diamètre différents ont été fixés sur le moteur, afin de simuler trois tailles de particules différentes. Les résultats sont montrés dans la figure 3.21. De plus, lors de ce test, deux cycles de température ont été réalisés en étalonnant les fourches optiques à des températures différentes (10 et -10 °C). Toutes les fourches optiques ont mieux fonctionné lorsqu’elles ont été étalonnées à -10 °C. La température à laquelle les capteurs sont étalonnés joue donc un rôle essentiel sur le comportement des fourches optiques aux

basses températures. Il est également probable que l'ambiance lumineuse dans laquelle les capteurs sont étalonnés joue un rôle similaire.

Pour ce qui est de l'influence de la température sur la taille minimum de particule pouvant être détectée par les fourches optiques, les résultats sont plus difficiles à interpréter. Lors du test où les fourches optiques ont été étalonnées à -10°C , les capteurs ont bien détecté des fils plus fins lorsque la température était plus basse, c'est-à-dire lorsque la tension du récepteur se rapprochait de la tension de référence (figure 3.20). Ce résultat est particulièrement visible pour les capteurs représentés en bleu clair et en jaune sur le graphe. De plus, les fourches optiques représentées en rouge et en bleu ont été les premières à compter plus de particules, et ont également été les deux fourches optiques à ne plus fonctionner lorsque la température était à -40°C . En revanche, lors du test où les capteurs ont été étalonnés à 10°C , cette hypothèse est plus difficile à vérifier.

Il est possible d'acquérir la tension en sortie du capteur. Cette tension, appelée dans cette partie tension de sortie, est nulle lorsque le capteur détecte une particule, et a une valeur d'environ 700-800 mV lorsque le faisceau laser n'est pas obstrué. A chaque fois qu'une fourche optique Wenglor ne fonctionne pas, nous avons observé que les diodes présentes sur la fourche optique indiquent que le capteur détecte une particule en permanence, ce qui est cohérent avec la figure 3.20. Dans ce cas, la tension de sortie du capteur est nulle. Lorsque les fourches optiques ne détectent pas de particules et renvoient une tension nulle, acquérir la tension de sortie permet ainsi de savoir si le capteur fonctionne ou sature.

La figure 3.22 montre les résultats d'un test en chambre froide où une fourche optique Wenglor a été testée lors de 5 cycles de température. La tension de sortie du capteur a également été acquise. Lorsque le capteur ne détecte plus de particule en raison d'une température trop basse, la tension de sortie est nulle. Néanmoins, on peut remarquer qu'il existe un décalage entre le moment où la tension de sortie devient nulle et le moment où le capteur cesse de fonctionner. Le même phénomène est également observé lorsque le capteur se met de nouveau à marcher. Ce comportement du capteur signifie que lorsque la tension de sortie du capteur n'est pas nulle, le capteur fonctionne correctement. En revanche, ce n'est pas parce que la tension de sortie du capteur est nulle que le capteur ne fonctionne pas correctement, car la fourche optique peut alors se trouver dans ces périodes de transition.

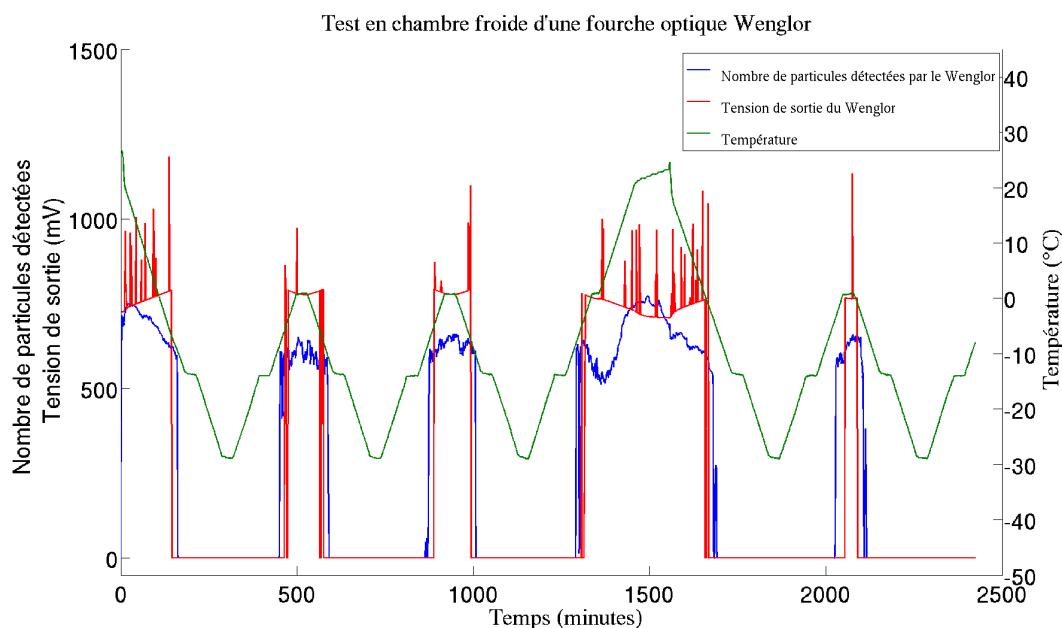


FIGURE 3.22 – Test d’une fourche optique Wenglor. La tension de sortie du capteur a également été acquise.

3.3 Développement d’une expérience à Dumont d’Urville

3.3.1 Principe et objectifs

Suite aux résultats obtenus au col du Lac Blanc, nous avons décidé de continuer à utiliser les fourches optiques Wenglor. Les tests en chambre froide réalisés lors de l’été 2012 nous ont permis d’apporter deux modifications à ces fourches optiques : l’ajout d’un tapis chauffant pour rendre les capteurs plus robustes aux basses températures, et l’ajout d’un filtre optique afin d’éviter des problèmes de saturation causés par une luminosité trop importante.

A Dumont d’Urville, un mât de 73 m (figure 3.2 et 3.23), initialement conçu pour étudier l’ionosphère, nous a permis d’installer une nouvelle expérience. L’institut polaire français (IPEV) nous a donné l’autorisation d’installer des capteurs sur ce mât. En revanche, pour des raisons de sécurité, l’institut polaire n’a pas autorisé les hivernants à pouvoir monter sur le mât durant l’hiver, ce qui signifie que des opérations de maintenance en dehors de la saison d’été n’ont pas été autorisées. Il est possible d’avoir accès à une source d’énergie sur secteur sur le mât ionosphérique, ce qui permet d’installer



FIGURE 3.23 – Le mât ionosphérique de Dumont d’Urville.

des expériences plus consommatrices en énergie. De plus, contrairement aux stations situées sur le continent, il est possible de récupérer les données toute l’année à Dumont d’Urville.

Cette expérience a été conçue autour de deux objectifs : séparer les événements de transport de neige par le vent des précipitations, et quantifier les précipitations. Afin de séparer les événements de neige soufflée des événements de précipitation, nous avons installé trois fourches optiques Wenglor de 8 cm de large à 30, 50, et 70 m (figure 3.24). Trois anémomètres à coupelles (Vector A100R) ont également été installés afin de mesurer la vitesse du vent aux mêmes hauteurs (figure 3.24). Acquérir la vitesse du vent permet de diviser le nombre de particules détectées par les fourches optiques Wenglor par la vitesse du vent à la même hauteur. Ainsi, nous pouvons en déduire la concentration de particules dans l’air. Une chute de neige sans neige soufflée devrait alors apparaître de la même manière aux trois hauteurs différentes, alors que s’il y a du transport de neige par le vent, un gradient devrait être visible dans les données. Le second objectif de cette expérience a été de quantifier les précipitations. Pour cela un Snow Particle Counter a été installé à 50 m (figure 3.25).

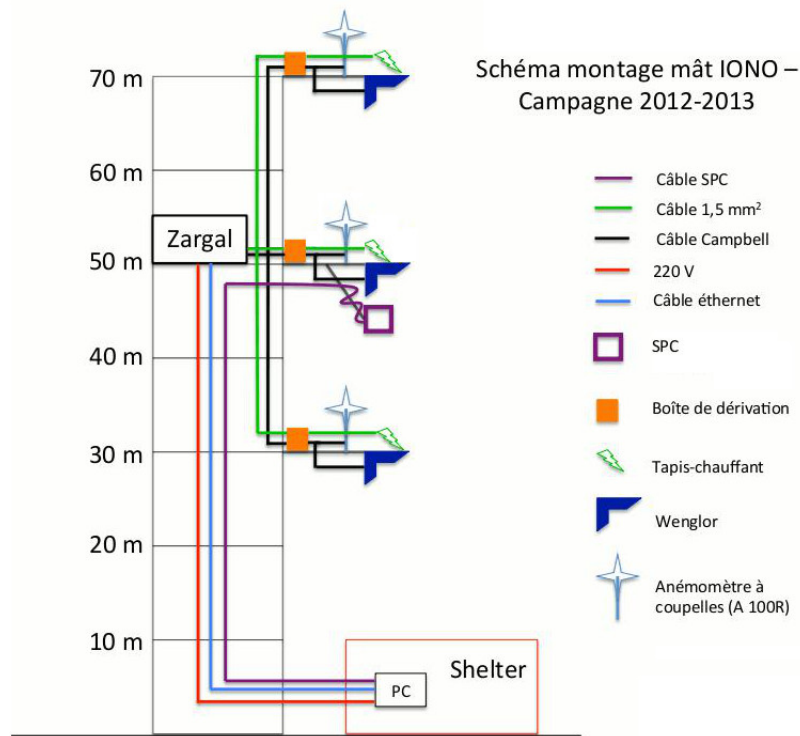


FIGURE 3.24 – Schéma de l’installation réalisée sur le mât ionosphérique de Dumont d’Urville lors de la campagne Antarctique 2012-2013. *Source : Charles Amory.*

Le Snow Particle Counter possède sa propre centrale d’acquisition qui doit être reliée à un ordinateur. L’acquisition des données issues du SPC a lieu directement dans un abri au pied du mât ionosphérique. Les données issues des fourches optiques Wenglor et des anémomètres sont enregistrées sur une centrale d’acquisition installée à 50 m. Une mesure est réalisée toutes les minutes, mais seule la moyenne sur 30 minutes est sauvegardée. Ensuite les données sont transmises par un câble ethernet sur un ordinateur situé dans l’abri au pied du mât. La présence d’un réseau à Dumont d’Urville permet de transférer les données de l’abri au pied du mât à la station, puis par e-mail, ce qui nous permet de récupérer les données depuis la France.

La tension de sortie des fourches optiques Wenglor a été acquise parallèlement au nombre de particules par minute. Ceci permet de calculer un indicateur d’erreur : si le nombre de particules détectées est nul et que la tension de sortie du capteur est également nulle, alors soit le capteur ne fonctionne plus, soit il est dans une période de transition (voir partie précédente, figure 3.22). L’indicateur d’erreur a été défini comme un booléen

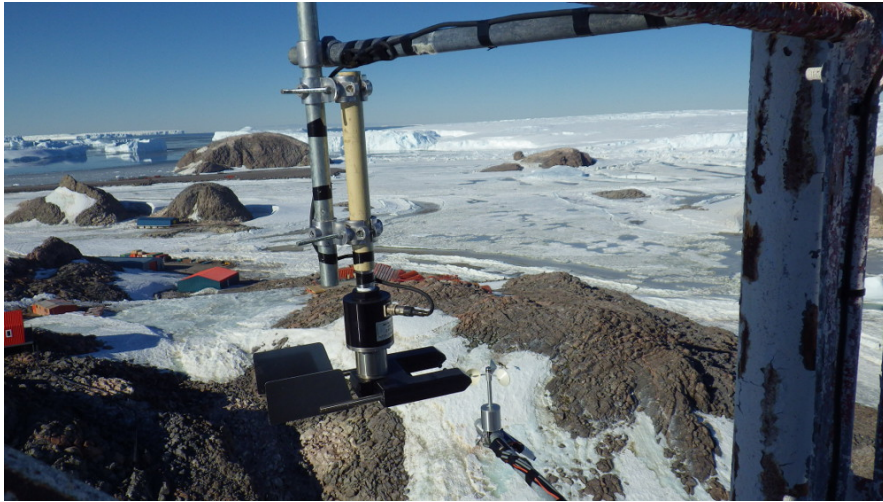


FIGURE 3.25 – Le Snow Particle Counter installé à 50 m sur le mât ionosphérique de Dumont d’Urville. *Source : Charles Amory.*

dont la valeur est égale à 1 si le nombre de particules détectées et la tension de sortie du capteur sont nulles, et 0 sinon.

3.3.2 Résultats

L’expérience sur le mât ionosphérique a fonctionné du 28 février au 3 juin 2013. Ensuite, suite à une tempête, le Snow Particle Counter n’a plus renvoyé de données. Les résultats de ces trois mois de données sont montrés dans la figure 3.26. Pour les données des fourches optiques Wenglor, les périodes où l’indicateur d’erreur était supérieur à 0, indiquant une période où le capteur ne fonctionnait peut-être pas correctement, ont été tracées en rouge sur la figure 3.26. Les moyennes des indicateurs d’erreur sur 30 minutes ont été acquises. Ainsi une valeur de 0,3 signifie que le capteur a fonctionné correctement 70% du temps. Les périodes en bleu pour les fourches optiques Wenglor représentent les périodes durant lesquelles les capteurs ont bien fonctionné. Durant les tests en chambre froide, nous avons identifié une fourche optique Wenglor plus résistante que les autres. Nous avons alors décidé de l’installer à 50 m, ce qui permettait de comparer ses mesures avec les données du Snow Particle Counter. C’est effectivement cette fourche optique qui a le mieux fonctionné durant ces trois mois, l’indicateur d’erreur a indiqué une valeur supérieure à 0 environ 2 % du temps. En revanche, la fourche optique placée à 70 m a moins bien fonctionné, l’indicateur d’erreur a indiqué une valeur non nulle environ 65

% du temps. Enfin, pour le capteur installé à 30 m, l'indicateur d'erreur a indiqué une valeur non nulle environ 25 % du temps. Néanmoins, un indicateur d'erreur égale à 1 ne signifie pas systématiquement que le capteur ne fonctionne pas, en raison des périodes de transition observées durant les tests en chambre froide (figure 3.22). Par ailleurs, il est important de noter que le Snow Particle Counter n'a pas renvoyé de données entre les jours juliens 114 et 119, et pendant une période d'environ 18 heures entre les jours juliens 82 et 83 (figure 3.26 c).

Lorsque la vitesse du vent est faible et qu'un flux de neige est détecté par le SPC ou les fourches optiques Wenglor, il est très probable que l'évènement soit une chute de neige sans neige soufflée. En revanche, lorsque la vitesse du vent est élevée, il est possible que du transport de neige par le vent contribue au flux de neige mesuré. Afin de faciliter l'interprétation des résultats, la vitesse du vent à 50m a été tracée sur la figure 3.26 a. Les précipitations prédites par les analyses opérationnelles d'ECMWF ont également été tracées sur la figure 3.26 a. Deux évènements de précipitation prédits par ECMWF (aux jours juliens 63 et 76) n'ont été détectés par aucun des capteurs installés sur le mât. Or les trois fourches optiques Wenglor semblaient fonctionner correctement car tous les indicateurs d'erreur étaient nuls durant ces deux évènements. De plus, le SPC a fonctionné normalement durant cette période. Il est donc probable que ces deux évènements de précipitation n'aient pas eu lieu dans la réalité.

Tableau 3.2 – Evènements détectés par les capteurs installés sur le mât ionosphérique alors qu'il n'y avait pas de précipitation dans les analyses ECMWF, et vitesses de vent moyennes à 50m durant ces évènements (m/s). "x" indique que l'évènement a été détecté par le capteur, et "o" indique que le capteur n'a pas détecté d'évènement. Le rapport W50m/W30m représente le rapport du nombre de particules détectées par le Wenglor sur la vitesse du vent à 50m sur le même rapport à 30m.

Jour	SPC	Wenglor 50m	Wenglor 30m	Vent 50m	W50m/W30m
116	o	x	x	13,5	0,06
119	o	x	o	8,9	-
128	x	x	o	10,0	-
133	x	x	x	12,9	0,11
136	x	x	x	12,7	0,16
139	x	x	x	9,2	0,23
142	x	x	x	13,0	0,09
147	x	x	o	9,6	-

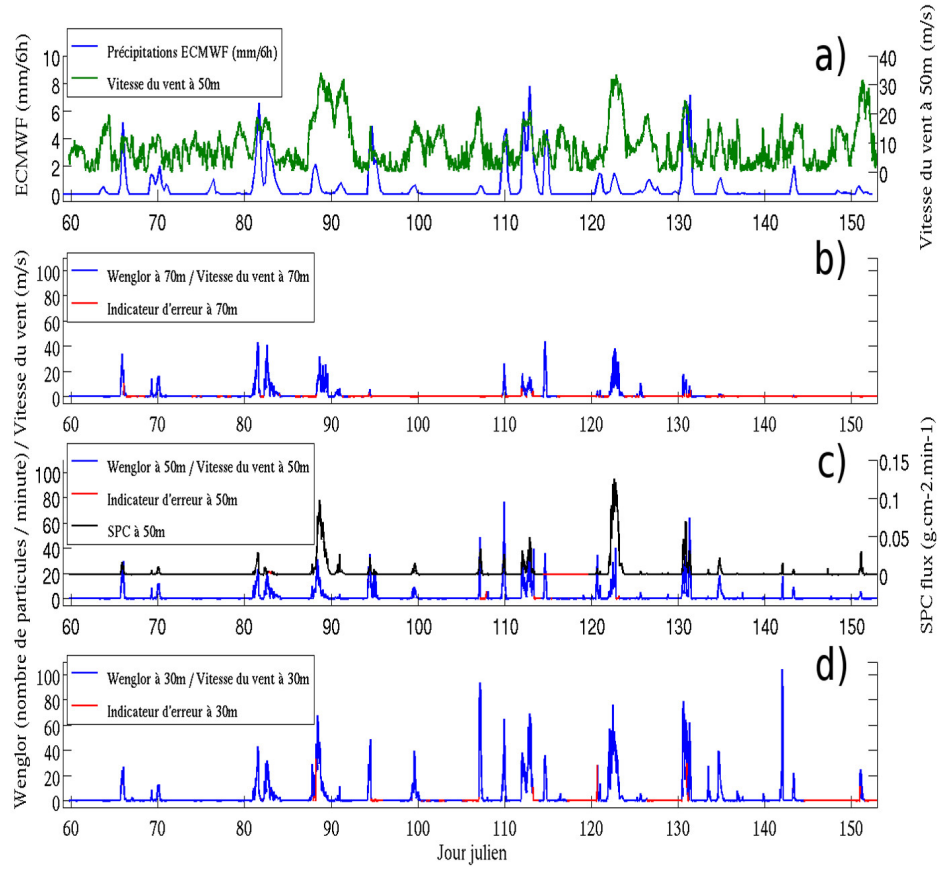


FIGURE 3.26 – Résultats de l'expérience du mât ionosphérique pour la période du 28 février au 3 juin 2013. a) Taux de précipitation (mm/6h) prédit par les analyses opérationnelles d'ECMWF (courbe bleue), et vitesse de vent (m/s) mesurée sur le mât à 50m (courbe verte). b) Nombre de particules par minute détectées par la fourche optique Wenglor à 70m sur la vitesse du vent à 70m. c) Nombre de particules par minute détectées par la fourche optique Wenglor à 50m sur la vitesse du vent à 50m (courbe bleue), et flux de neige (g.cm⁻².min⁻¹) mesuré par le Snow Particle Counter (courbe noire). Les parties en rouge de la courbe du SPC indiquent que le SPC n'a pas renvoyé de données durant cette période. d) Nombre de particules par minute détectées par la fourche optique Wenglor à 30m sur la vitesse du vent à 30m. Lorsque l'indicateur d'erreur était à une valeur non nulle indiquant un dysfonctionnement possible de la fourche optique Wenglor, le nombre de particules détectées par la fourche optique a été tracée en rouge.

Huit évènements ont été détectés avec les capteurs installés sur le mât alors que les analyses opérationnelles ECMWF ne prédisaient pas de précipitation au même moment. Ces 8 évènements se sont produits aux jours juliens 116, 119, 128, 133, 136, 139, 142, et 147 (figure 3.27). Ces évènements pourraient être des évènements de transport de neige par le vent sans précipitation. Les moyennes des vitesses de vent lors de ces évènements ont été reportées dans le tableau 3.2. Lors de ces 8 évènements, chaque fois qu'une fourche optique Wenglor n'a pas détecté d'évènement, l'indicateur d'erreur était supérieur à 0, indiquant un dysfonctionnement possible du capteur. L'indicateur d'erreur de la fourche optique Wenglor à 70 m ayant indiqué un dysfonctionnement possible du capteur pendant la majorité de cette période, les données de ce capteur n'ont pas été prises en compte. De plus, le SPC n'a pas fonctionné entre les jours juliens 114 et 119, ce qui explique qu'il n'ait pas détecté les évènements des jours juliens 116 et 119. Durant la période du 28 février au 3 juin 2013, la vitesse moyenne du vent était de 8,8 m/s à 50 m. Toutes les vitesses de vent mesurées lors de ces 8 évènements étaient supérieures à cette moyenne, ce qui confirme que ces évènements pourraient être du transport de neige par le vent. De plus le rapport entre le nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor sur la vitesse du vent à 50 m sur le même rapport à 30 m est toujours relativement faible (entre 6 et 23%), ce qui est attendu en cas de transport de neige par le vent (Naaim-Bouvet et al., 2014).

Six évènements durant lesquels le gradient entre les niveaux à 30 et 50 m a été relativement faible (les deux niveaux où les fourches optiques Wenglor ont le mieux fonctionné) se sont produits en même temps que des précipitations dans les analyses opérationnelles ECMWF. Ces évènements peuvent être considérés comme des chutes de neige sans neige soufflée. Le tableau 3.3 montre les gradients entre les niveaux à 70 et 30 m et entre les niveaux à 50 et 30 m, ainsi que le flux de neige mesuré avec le SPC et la vitesse du vent à 50 m. Durant ces 6 évènements les trois fourches optiques Wenglor ont compté des particules. Cependant, par moments les indicateurs d'erreur n'ont pas été nuls, notamment ceux de la fourche optique à 70 m durant les évènements des jours juliens 109-111 et 120-121, et de la fourche optique à 30 m durant les jours juliens 120-121. Ces évènements correspondent aux rapports les plus éloignés de 1 dans le tableau 3.3. Nous observons également des évènements durant lesquels la concentration de particules dans l'air est nettement plus élevée à des hauteurs plus importantes (par exemple le rapport entre les niveaux à 70 et 30 m est égal à 1,48 lors de l'évènement entre les jours juliens 69 et 71). Ce résultat peut paraître surprenant. Néanmoins lors des tests réalisés en chambre froide, nous avons observé que la taille minimum de particule détectée peut varier entre plusieurs fourches optiques Wenglor. De plus, elle peut également varier en fonction des

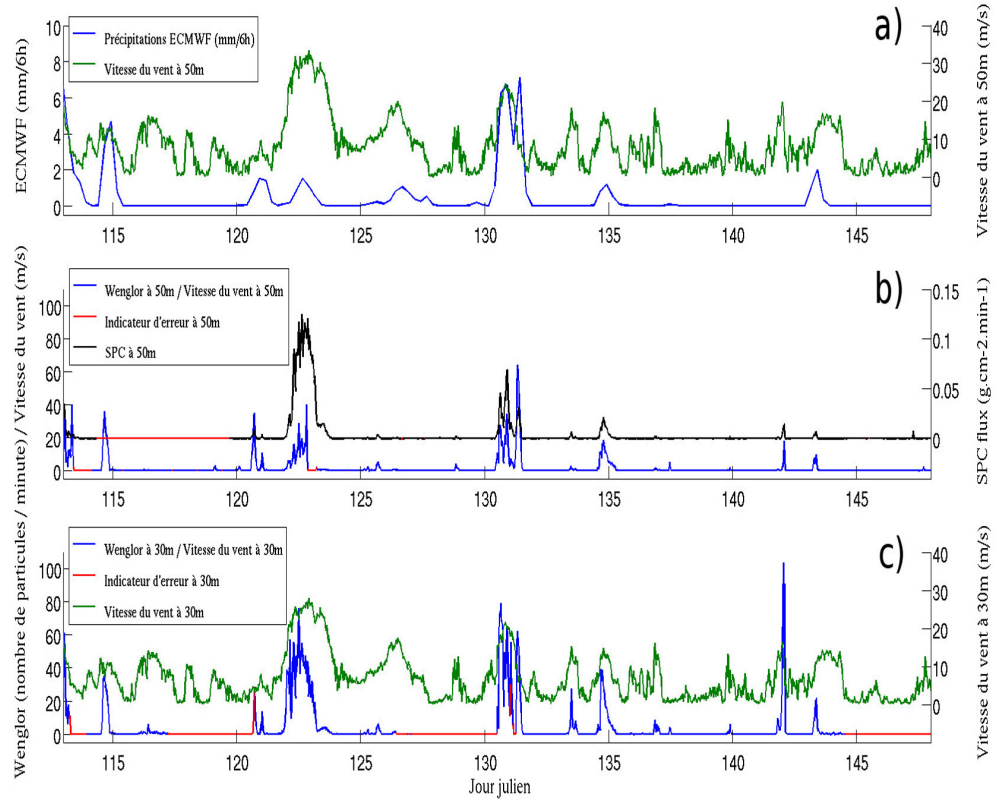


FIGURE 3.27 – Résultats de l'expérience du mât ionosphérique pour les niveaux à 30 et 50 m pour la période du 23 avril au 28 mai 2013. La fourche optique Wenglor à 70 m n'ayant pas très bien fonctionné durant cette période, ses données n'ont pas été tracées. a) Taux de précipitation (mm/6 h) prédits par les analyses opérationnelles d'ECMWF (courbe bleue), et vitesse de vent (m/s) mesurée sur le mât à 50 m (courbe verte). b) Nombre de particules par minute détectées par la fourche optique Wenglor à 50 m sur la vitesse du vent à 50 m (courbe bleue), et flux de neige ($\text{g.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$) mesuré par le Snow Particle Counter (courbe noire). Les parties en rouge de la courbe du SPC indiquent que le SPC n'a pas renvoyé de données durant cette période. c) Nombre de particules par minute détectées par la fourche optique Wenglor à 30 m sur la vitesse du vent à 30 m (courbe bleue), et vitesse de vent (m/s) mesurée sur le mât à 30 m (courbe verte). Lorsque l'indicateur d'erreur était à une valeur non nulle indiquant un dysfonctionnement possible de la fourche optique Wenglor, le nombre de particules détectées par la fourche optique a été tracé en rouge.

conditions de température et de luminosité pour un même capteur. Ce phénomène pourrait expliquer ces observations.

Tableau 3.3 – Evénements détectés comme chute de neige sans neige soufflée. Le vent est en m/s, et le flux du SPC ainsi que les précipitations d’ECMWF sont en mm durant l’évènement. Le SPC a eu des problèmes de fonctionnement lors de l’évènement du jour julien 114 et entre les jours juliens 80 et 85. Le chiffre en rouge dans les précipitations d’ECMWF indique la valeur des précipitations dans les analyses ECMWF lorsque le SPC a renvoyé des données. Le rapport W70m/W30m représente le rapport du nombre de particules détectées par le Wenglor sur la vitesse du vent à 70m sur le même rapport à 30m. De même, le rapport W50m/W30m représente le rapport du nombre de particules détectées par le Wenglor sur la vitesse du vent à 50m sur le même rapport à 30m.

Jour	Vent 50m	W70m/W30m	W50m/W30m	SPC	ECMWF
65-66	10,1	1,16	1,04	6,2	8,5
69-71	9,9	1,48	0,96	4,3	8,1
80-85	11,3	1,04	0,6538	13,5	27,6/18,5
109-111	8,6	0,34	1,0810	10,6	11,7
114	11,4	1,1320	0,8112	-	8,8
120-121	7,0	0,29	1,62	3,8	3,6

Afin d’estimer le taux de précipitation avec le SPC, nous avons utilisé la méthode proposée par Naaim-Bouvet et al. (2014). Dans un premier temps le flux de neige horizontal pour chaque gamme de taille de particule est estimé avec l’équation 3.2 :

$$q_{hD} = \frac{n_d S_d \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_d}{2} \right)^3 \rho_p}{S \cdot t} \quad (3.2)$$

avec q_{hD} le flux horizontal des particules de diamètre D , n_d le nombre de particules de diamètre D , S la section de mesure du capteur (50 mm² pour le SPC), t l’intervalle de temps de la mesure, S_d le facteur de forme des particules dont la valeur est supposée égale à 1 (les particules sont supposées sphériques), et ρ_p la densité des particules dont la valeur est supposée égale à la densité de la glace (917 kg/m³).

Ensuite, les flux horizontaux sont convertis en flux verticaux avec l’équation 3.3 :

$$q_{vD} = \frac{V_{Dvertical}}{U_{Dhorizontal}} \cdot q_{hD} \quad (3.3)$$

avec q_{vD} le flux de neige vertical des particules de diamètre D , $V_{Dvertical}$ la vitesse de chute des particules de diamètre D , et $U_{Dhorizontal}$ la vitesse horizontale des particules de diamètre D , qui est supposée égale à la vitesse du vent mesurée pour toutes les tailles de particule.

La vitesse de chute des particules ($V_{Dvertical}$) a été déterminée en utilisant l'équation 3.4, issue du travail de Dover (1993), et décrite par Vionnet et al. (2014) :

$$U_F(D) = -\frac{A}{r} + \sqrt{\left(\frac{A}{r}\right)^2 + B \cdot r} \text{ avec } A = \frac{6.203 \cdot v_{air}}{2} \text{ et } B = \frac{5.516 \rho_{ice}}{4 \rho_{air}} g \quad (3.4)$$

avec $U_F(D)$ la vitesse limite de chute des particules, r le rayon des particules, v_{air} la viscosité cinématique de l'air, ρ_{ice} la densité de la glace (917 kg/m³), ρ_{air} la densité de l'air, et g la gravité. La densité et la viscosité cinématique de l'air à -10 ° C ont été utilisées ($\rho_{air}=1,3$ kg/m³ et $v_{air} = 1,2 \times 10^{-5}$ m²/s).

Enfin, les flux verticaux sont convertis en taux de précipitation avec l'équation 3.5 :

$$P = \frac{\sum q_{vD}}{\rho_{eau}} \quad (3.5)$$

avec P le taux de précipitation en m, et ρ_{eau} la densité de l'eau liquide.

En faisant l'hypothèse que les hydrométéores sont sphériques, la vitesse de chute des particules est surestimée, ce qui amène à une surestimation du taux de précipitation. Par ailleurs, lorsque des particules de taille supérieure à la dernière gamme de taille du SPC sont détectées, le SPC les classent dans la dernière gamme de taille, ce qui se traduit par une sous-estimation du taux de précipitation calculé.

Le taux de précipitation déterminé avec le SPC a été comparé avec le taux de précipitation simulé par les analyses opérationnelles ECMWF (figure 3.28 et tableau 3.3). Afin de faciliter la comparaison, les données issues du SPC ont été échantillonnées au même pas de temps que les analyses opérationnelles ECMWF, c'est-à-dire un pas de temps toutes les six heures. Sur l'ensemble de la période durant laquelle le SPC a fonctionné, le taux de précipitation cumulé issu du SPC a été d'environ 183 mm par rapport à 153 mm dans les analyses opérationnelles ECMWF (les périodes durant lesquelles le SPC n'a pas fonctionné n'ont pas été prises en compte). Le taux de précipitation issu du SPC est relativement proche de celui des analyses opérationnelles ECMWF. Il est

probable que le SPC ait également mesuré du transport de neige par le vent en plus des précipitations, ce qui pourrait expliquer la différence entre les deux jeux de données. De plus, lors des événements identifiés comme des chutes de neige sans neige soufflée à partir des fourches optiques Wenglor, les taux de précipitation issus du SPC sont également proches de ceux simulés par les analyses opérationnelles ECMWF (tableau 3.3). Néanmoins, les taux de précipitation issus des analyses opérationnelles ECMWF et du SPC diffèrent lors de certains événements (par exemple aux jours juliens 88 et 123). Lors de ces événements, le flux mesuré avec le SPC est largement supérieur au taux de précipitation des analyses opérationnelles ECMWF. Du transport de neige par le vent a pu contribuer au flux mesuré par le SPC durant ces événements.

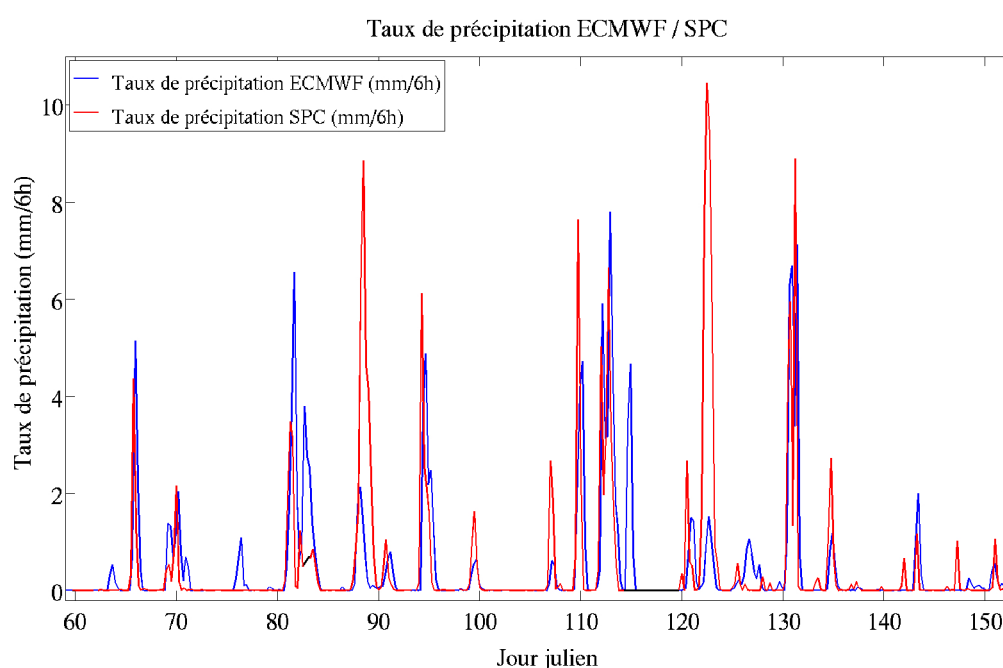


FIGURE 3.28 – Taux de précipitation simulé par les analyses opérationnelles ECMWF et déterminé avec le SPC. Les périodes durant lesquelles le flux du SPC a été tracé en noir indiquent les moments où le SPC n’a pas renvoyé de données.

Le nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor à 50 m a été tracé en fonction du flux et du nombre de particules mesurés par le Snow Particle Counter à la même hauteur (figure 3.29). Le nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor est plus proche du flux mesuré par le SPC que du nombre de particules détectées par le SPC (les coefficients de corrélation linéaire sont de 0,70 et de 0,48 respectivement).

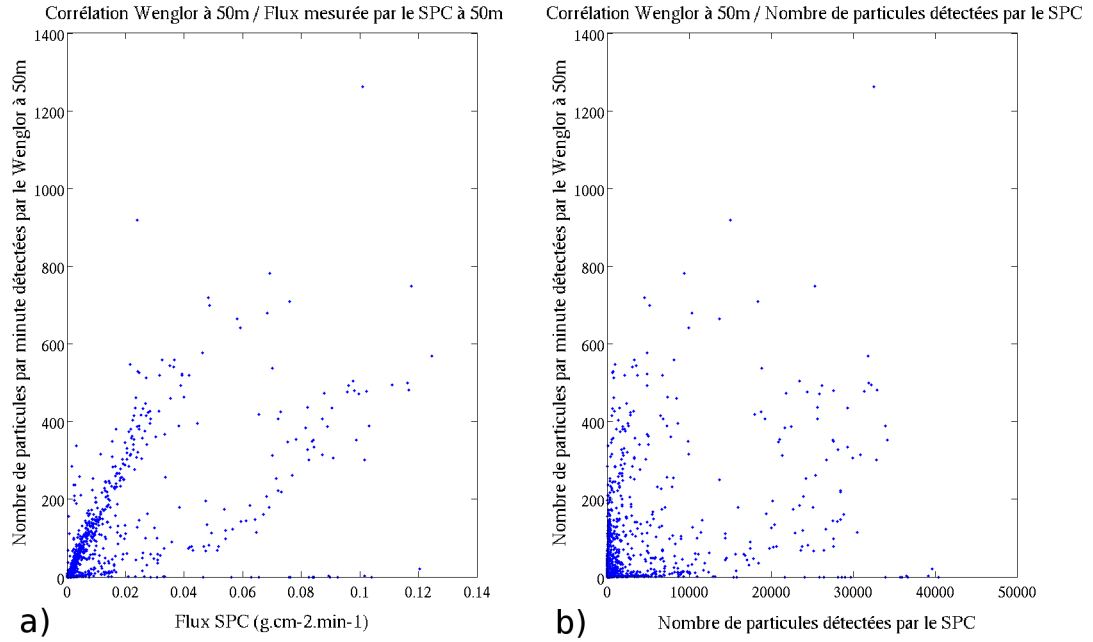


FIGURE 3.29 – a) Nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor à 50 m en fonction du flux mesuré par le Snow Particle Counter à 50m pour la période du 28 février au 3 juin 2013. b) Nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor à 50 m en fonction du nombre de particules détectées par le Snow Particle Counter à 50 m pour la période du 28 février au 3 juin 2013.

Ceci s'explique par la différence entre la taille minimum de particule détectée par la fourche optique Wenglor et le SPC. Le SPC détecte les particules ayant un diamètre supérieur à $40\text{ }\mu\text{m}$ alors que pour les fourches optiques Wenglor le diamètre minimum détecté a été calculé à environ $200\text{ }\mu\text{m}$ (Leonard et al., 2012; Naaim-Bouvet et al., 2014). Cependant les résultats des tests que nous avons réalisés en chambre froide montrent que le diamètre minimum détecté par les fourches optiques Wenglor est variable. La majeure partie des particules détectées par le Snow Particle Counter sont de petite taille. Or les petites particules influencent moins le flux de neige que les grosses particules. La fourche optique Wenglor détectant uniquement les particules de taille importante, le nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor est plus proche du flux mesuré par le SPC que du nombre de particules détectées par le SPC.

Les résultats de la comparaison entre le flux mesuré par le SPC et le nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor (figure 3.29 a) montrent une dispersion

relativement importante. Tout comme Leonard and Cullather (2008) et Naaim-Bouvet et al. (2014), nous en concluons donc que les fourches optiques Wenglor ne peuvent pas être utilisées directement pour estimer un flux. De plus, les résultats des tests en chambre froide ayant montré que le diamètre minimum des particules détectées par les fourches optiques Wenglor varie en fonction de la température, et probablement de la luminosité, il paraît encore plus délicat d'estimer un flux à partir des fourches optiques Wenglor.

3.4 Conclusion et perspectives

En dépit des corrections empiriques utilisées pour corriger le taux de précipitation, le capteur YES TPS-3100 Hotplate ne semble pas adapté à la mesure des précipitations dans les régions côtières en Antarctique, probablement en raison des forts vents qui balayent les régions côtières. Cependant, il pourrait être intéressant de le déployer dans l'intérieur du continent, notamment à Dôme C où une base franco-italienne est installée, et où la vitesse des vents est largement plus faible. Le constructeur (Yankee Environmental Systems) donne une température minimale d'utilisation de -50°C , ce qui serait suffisant pour un déploiement durant la saison d'été, mais néanmoins insuffisant pour des mesures hivernales. L'ajout d'un système de chauffage, comme les tapis chauffants utilisés pour les fourches optiques Wenglor, pourrait permettre de rendre l'instrument opérationnel toute l'année. De plus, la sensibilité du capteur à de faibles taux de précipitation pourrait être un atout dans l'intérieur du continent Antarctique où les taux de précipitation sont extrêmement faibles.

Les résultats du mâât ionosphérique montrent qu'il est possible de discriminer les précipitations des événements de transport de neige par le vent en utilisant une méthode de profilage. Cependant, les fourches optiques Wenglor utilisées lors de cette expérience ont montré un certain nombre de limites. Elles ne sont pas robustes à de basses températures, et des problèmes de saturation avec la luminosité peuvent apparaître si elles sont utilisées sans filtre optique. De plus, la taille minimum des particules détectées varie en fonction des conditions dans lesquelles le capteur a été étalonné, ainsi que de la luminosité et de la température. Enfin, il existe une forte variabilité entre différentes fourches optiques Wenglor. Toutes ces raisons en font des capteurs peu fiables, notamment si l'objectif est de comparer les valeurs de différents capteurs entre eux. Néanmoins, nous avons mis en place une méthode permettant d'identifier les moments où les fourches optiques Wenglor présentent des signes de faiblesse. L'installation de plusieurs disdromètres comme des Snow Particle Counter à différentes hauteurs devrait permettre de réaliser des analyses de meilleure qualité. En revanche, ce type d'expérience coûtera beaucoup plus cher,

et consommera plus d'énergie.

Acquérir le signal directement à la sortie du récepteur photoélectrique sur des fourches optiques comme celles commercialisées par Wenglor pourrait permettre de résoudre les problèmes rencontrés. L'influence des changements de température ou de luminosité devrait apparaître sous forme de signaux basses fréquences contrairement au passage d'une particule. Ainsi un filtre passe-haut en sortie du récepteur photoélectrique, ou lors du traitement de données, pourrait permettre d'obtenir des résultats plus fiables. Cependant, ce travail n'est pas possible avec les fourches optiques Wenglor, en raison de leur conditionnement fermé (une résine protège l'électronique du capteur).

Le taux de précipitation déterminé avec le SPC est relativement proche du taux de précipitation simulé par les analyses opérationnelles ECMWF. Ces résultats confirment les conclusions des études de Sugiura et al. (2009) et de Naaim-Bouvet et al. (2014) qui avaient déjà mentionné que le SPC semble relativement performant pour mesurer les chutes de neige.

Il n'a pas été possible de comparer les données de l'expérience du mât ionosphérique aux données issues de CloudSat, les données postérieures au mois d'avril 2011 n'étant pas encore disponibles. Néanmoins, ce type d'expérience pourrait fournir des données très intéressantes pour la validation des données satellites et le développement d'algorithme. Par exemple, il serait possible de déterminer la part des précipitations qui se forment près de la surface, et qui est manquée par les radars embarqués à bord de satellites comme CloudSat ou EarthCARE, en raison de la contamination de la surface.

Chapitre 4

Évaluation des modèles de climat et projections pour le XXI^{ème} siècle

4.1	Le projet d'intercomparaison de modèles CMIP5	110
4.2	Comparaison des simulations des modèles de CMIP5 pour la période actuelle aux observations de CloudSat et aux ré- analyses ERA Interim	114
4.2.1	Taux de chute de neige moyens	114
4.2.2	Variabilité saisonnière des taux de chute de neige	117
4.3	Les projections des modèles CMIP5 pour le XXI ^{ème} siècle .	119
4.3.1	Augmentation des précipitations en Antarctique au cours du XXI ^{ème} siècle	119
4.3.2	Liens entre augmentation des précipitations et changements de température	124
4.3.3	Liens entre augmentation des précipitations et changements de couverture de glace de mer	126
4.4	Conclusion	129

4.1 Le projet d'intercomparaison de modèles CMIP5

Le projet Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) a été lancé en 1995 pour l'étude des modèles couplés océan-atmosphère (Meehl et al., 2000) sous la supervision du Working Group on Coupled Modeling (WGCM) du World Climate Research Program (WCRP). Le projet en est aujourd'hui à sa cinquième phase (CMIP5) (Taylor et al., 2012). Ses objectifs sont de comprendre le fonctionnement du climat et de prévoir son évolution future, ainsi que d'évaluer et de comprendre le climat simulé par les modèles. Les résultats du projet CMIP5 ont été utilisés pour l'élaboration du 5^{ème} et dernier rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), sorti en septembre 2013 (Stocker et al., 2013). Le projet CMIP5 rassemble plus de 20 groupes de modélisation du climat et des simulations issues de plus de 50 modèles (Taylor et al., 2012). Il comporte deux grands types d'expérience : des simulations à court terme (à l'échelle de la dizaine d'années) réalisées avec des modèles d'atmosphère forcés par des observations de surface de l'océan, et des simulations à long terme (à l'échelle du siècle) réalisées avec des modèles couplés océan-atmosphère. Dans ce chapitre, des simulations à court terme ont été utilisées afin d'évaluer les modèles de climat pour la période actuelle, alors que les projections pour le prochain siècle ont été analysées à partir de simulations à long terme.

Ce chapitre est divisé en deux parties. La première présente une comparaison des simulations issues de CMIP5 pour la période actuelle aux observations réalisées avec CloudSat et aux réanalyses ERA Interim. Ensuite, les projections futures simulées par les modèles de CMIP5 pour le XXI^{ème} siècle ont été analysées dans une seconde partie. Pour la période actuelle, le scénario du projet Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) a été utilisé. Le scénario AMIP (Gates, 1992) consiste à simuler le climat des dernières dizaines d'années avec un modèle d'atmosphère (de 1978-1979 à 2008-2009 pour la majorité des modèles), pour lequel les conditions de surface de l'océan sont prescrites par des observations de couverture de glace de mer et de température de surface de l'océan. Les modèles d'atmosphère étant forcés par les conditions de surface de l'océan, ils ne subissent pas les rétroactions liées aux interactions océan-atmosphère. L'impact des conditions de surface de l'océan sur l'atmosphère est alors considéré réaliste dans le scénario AMIP.

L'analyse des projections pour le prochain siècle a été réalisée en utilisant les scénarios Representative Concentration Pathways (RCP). Pour les scénarios RCP (Moss et al., 2010), des modèles couplés océan-atmosphère sont utilisés afin de simuler le climat de

la période actuelle (2006 pour la majorité des modèles) jusqu'à la fin du XXI^{ème} siècle (et parfois au-delà). Il existe 4 scénarios RCP : RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, et RCP8.5. Le nombre dans le nom des scénarios désigne le forçage radiatif en W/m^2 appliqué à la fin du XXI^{ème} siècle dans les simulations, le forçage radiatif augmentant progressivement au cours du XXI^{ème} siècle. Ainsi, le scénario RCP2.6 est le scénario le plus optimiste, et le scénario RCP8.5 le plus pessimiste. Les forçages radiatifs des 4 scénarios RCP sont notamment basés sur des prévisions d'émissions de gaz à effet de serre anthropiques durant le XXI^{ème} siècle. Dans le dernier rapport du GIEC (Stocker et al., 2013), les prévisions climatiques pour le prochain siècle ont essentiellement été réalisées à partir des 4 scénarios RCP.

Les différents modèles utilisés dans cette étude sont répertoriés dans le tableau 4.1. Certains modèles fournissent plusieurs simulations avec des conditions initiales différentes afin de tester la variabilité naturelle au sein du modèle. Dans ce cas, la moyenne des différentes simulations a été prise en compte. Par ailleurs, certains modèles ne sont utilisés que pour les simulations AMIP ou certains scénarios RCP. Pour les scénarios RCP, nous avons comparé les changements de précipitation prédits par les modèles aux changements de température et de couverture de glace de mer simulés par ces même modèles. Certaines données n'ont pas pu être récupérées pour les simulations de couverture de glace de mer (tableau 4.1). De plus, certaines simulations de couverture de glace de mer ne couvraient pas l'intégralité du XXI^{ème} siècle et n'ont pas été prises en compte dans cette étude.

Tableau 4.1 – Liste des différents modèles utilisés dans cette étude. “x” indique que le modèle a été utilisé, et “-” qu’il n’a pas été utilisé pour le scénario. PRSN est le taux de chute de neige, PR le taux de précipitation, TAS la température de l’air proche de la surface, et SIC la couverture de glace de mer. Pour la température de l’air proche de la surface et la couverture de glace de mer, “x” indique que des données ont été utilisées pour les mêmes scénarios RCP que pour les précipitations. Pour la couverture de glace de mer, si plusieurs symboles apparaissent, cela signifie que le modèle a été utilisé pour certain scénarios RCP, mais pas pour tous les scénarios RCP pour lesquels il y a des données de précipitation. Ainsi “xx-x” indique que la variable SIC a été utilisée pour les scénarios RCP2.6, RCP4.5, et RCP8.5, mais pas pour le scénario RCP6.0.

Modèle	AMIP PRSN	RCP2.6 PR	RCP4.5 PR	RCP6.0 PR	RCP8.5 PR	TAS	SIC
ACCESS1-0	x	-	x	-	x	x	x
ACCESS1-3	x	-	x	-	x	x	x
Bcc-csm1-1-m	x	x	x	x	x	x	x
Bcc-csm1-1	x	x	x	x	x	x	x
BNU-ESM	x	x	x	-	x	x	-
CanAM4	x	-	-	-	-	-	-
CanESM2	-	x	x	-	x	x	x
CCSM4	x	x	x	x	x	x	x
CESM1-BGC	-	-	x	-	x	x	- x - -
CESM1-CAM5	x	x	x	x	x	x	x
CESM1-WACCM	-	x	x	-	x	x	x
CMCC-CESM	-	-	-	-	x	x	-
CMCC-CM	x	-	x	-	x	x	-
CMCC-CMS	-	-	x	-	x	x	-
CNRM-CM5	x	x	x	-	x	x	x
CSIRO-Mk3-6-0	x	x	x	x	x	x	x
EC-EARTH	x	x	x	-	x	x	x
FGOALS-g2	x	x	x	-	x	x	x
FGOALS-s2	x	-	-	-	-	-	-
FIO-ESM	-	x	x	x	x	x	-
GFDL-CM3	x	x	x	-	x	x	x
GFDL-ESM2G	-	x	x	x	x	x	x
GFDL-ESM2M	-	x	x	x	x	x	x
GFDL-HIRAM-C180	x	-	-	-	-	-	-

Modèle	AMIP PRSN	RCP2.6 PR	RCP4.5 PR	RCP6.0 PR	RCP8.5 PR	TAS	SIC
GFDL-HIRAM-C360	x	-	-	-	-	-	-
GISS-E2-H-CC	-	-	x	-	-	x	x
GISS-E2-H	-	x	x	x	x	x	x
GISS-E2-R-CC	-	-	x	-	-	x	x
GISS-E2-R	x	x	x	x	x	x	x
HadGEM2-A	x	-	-	-	-	-	-
HadGEM2-AO	-	x	x	x	x	x	x
HadGEM2-CC	-	-	x	-	x	x	x
HadGEM2-ES	-	x	x	x	x	x	x
Inmcm4	x	-	x	-	x	x	x
IPSL-CM5A-LR	x	x	x	x	x	x	x x x -
IPSL-CM5A-MR	x	x	x	x	x	x	x x - x
IPSL-CM5B-LR	x	-	x	-	x	x	x
MIROC5	x	x	x	x	x	x	x
MIROC-ESM-CHEM	-	x	x	x	x	x	x x - -
MIROC-ESM	-	x	x	x	x	x	x
MPI-ESM-LR	x	x	x	-	x	x	x
MPI-ESM-MR	x	x	x	-	x	x	x
MRI-CGCM3-2H	x	-	-	-	-	-	-
MRI-CGCM3-2S	x	-	-	-	-	-	-
MRI-CGCM3	x	x	x	x	x	x	x
NorESM1-ME	-	x	x	x	x	x	x
NorESM1-M	x	x	x	x	x	x	x

4.2 Comparaison des simulations des modèles de CMIP5 pour la période actuelle aux observations de CloudSat et aux réanalyses ERA Interim

Dans cette étude, les simulations AMIP des modèles de CMIP5 ont été analysées durant la période 1999 - 2008. Cette période a été choisie de manière à prendre une période suffisamment longue pour être représentative d'une climatologie, et ne pas être trop éloignée de la période durant laquelle les observations issues de CloudSat sont disponibles (août 2006 - avril 2011). Pour la plupart des modèles, les simulations du scénario AMIP se terminent en 2008, ce qui ne permet pas de couvrir l'intégralité de la période des observations issues de CloudSat. Dans les réanalyses ERA Interim, le taux de chute de neige moyen est similaire durant la période couverte par CloudSat et la décennie 1999 - 2008 (163 et 167 mm/an respectivement). Il est alors supposé que la période durant laquelle les observations de CloudSat sont disponibles est représentative de la décennie 1999 - 2008. Pour cette comparaison, les réanalyses ERA Interim ont été analysées durant la décennie 1999 - 2008, alors que la période août 2006 - avril 2011 a été prise en compte pour les observations issues de CloudSat.

Puisque le taux de précipitation total en Antarctique n'est pas disponible dans les produits CloudSat actuels, le taux de chute de neige a été pris en compte dans cette partie pour les observations issues de CloudSat, les modèles de CMIP5, et les réanalyses ERA Interim. Cependant, les précipitations sous forme liquide et mixte sont très rares en Antarctique (Palermo et al., 2014), et il est attendu que le taux de chute de neige soit très proche du taux de précipitation total.

Tout comme dans le chapitre 2, les différents jeux de données ont été analysés en séparant les régions avec une altitude inférieure à 2250 m (régions périphériques), et les régions avec une altitude supérieure à 2250 m (intérieur du continent). De plus, dans cette partie, tous les taux de chute de neige ont été moyennés sur la surface couverte par les observations issues de CloudSat, c'est-à-dire la surface du continent Antarctique avec une latitude inférieure à 82 ° S.

4.2.1 Taux de chute de neige moyens

La figure 4.1 montre les taux de chute de neige pour les modèles de CMIP5 et les réanalyses ERA Interim pour la période 1999 - 2008, et les observations issues de CloudSat pour la période août 2006 - avril 2011. Sur l'ensemble du continent Antarctique avec une latitude inférieure à 82 ° S, tous les modèles de CMIP5 simulent des chutes de

neige plus importantes que celles observées avec CloudSat et simulées par ERA Interim. Le taux de chute de neige dans les modèles de CMIP5 varie de 175 à 285 mm/an pour la période 1999 - 2008, par rapport à 167 mm/an dans les réanalyses ERA Interim (1999 - 2008), et 171 mm/an dans les observations issues de CloudSat (août 2006 - avril 2011). Le taux de chute de neige moyen des modèles de CMIP5 est de 214 mm/an sur le continent Antarctique (latitude $< 82^\circ \text{ S}$). Parmi les 30 modèles utilisés dans cette étude, 14 simulent un taux de chute de neige moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige observé avec CloudSat, c'est-à-dire un taux de chute de neige inférieur à 205 mm/an sur la surface couverte par les observations de CloudSat (latitude $< 2250\text{m}$). Ces modèles sont répertoriés dans le tableau 4.2.

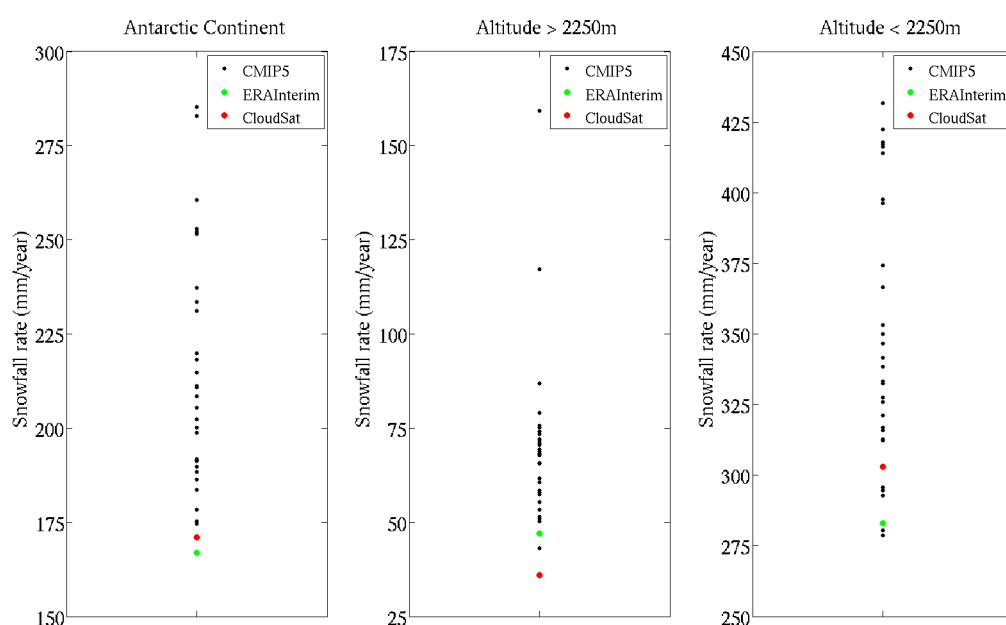


FIGURE 4.1 – Taux de chute de neige simulé par les modèles de CMIP5 (noir) et ERA Interim (vert) pour la période 1999-2008, et issu de CloudSat pour la période août 2006 - avril 2011 (rouge). Tous les taux chute de neige sont moyennés sur la surface observée par CloudSat (latitude $< 82^\circ \text{ S}$).

Sur les régions périphériques de la calotte polaire (altitude $< 2250 \text{ m}$), le taux de chute de neige des modèles de CMIP5 varie de 279 à 432 mm/an pour la période 1999 - 2008, par rapport à 283 mm/an dans les réanalyses ERA Interim (1999 - 2008), et 303 mm/an dans les observations issues de CloudSat (août 2006 - avril 2011). Le taux

de chute de neige moyen des modèles de CMIP5 est de 347 mm/an sur les régions périphériques de la calotte polaire Antarctique. Dans cette région, 6 des 30 modèles utilisés simulent un taux de chute de neige inférieur à celui obtenu avec les données de CloudSat, et seulement 2, un taux de chute de neige inférieur à celui simulé par les réanalyses ERA Interim.

Tableau 4.2 – Liste des modèles utilisés pour le scénario AMIP. Les modèles qui simulent un taux de chute de neige sur l'ensemble du continent Antarctique jusqu'à 82 ° S, durant la période 1999 - 2008, moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat pour le scénario AMIP sont inscrits en rouge.

Scénario AMIP	
ACCESS1-0	GFDL-HIRAM-C180
ACCESS1-3	GFDL-HIRAM-C360
Bcc-csm1-1-m	GISS-E2-R
Bcc-csm1-1	HadGEM2-A
BNU-ESM	Inmcm4
CanAM4	IPSL-CM5A-LR
CCSM4	IPSL-CM5A-MR
CESM1-CAM5	IPSL-CM5B-LR
CMCC-CM	MIROC5
CNRM-CM5	MPI-ESM-LR
CSIRO-Mk3-6-0	MPI-ESM-MR
EC-EARTH	MRI-CGCM3-2H
FGOALS-g2	MRI-CGCM3-2S
FGOALS-s2	MRI-CGCM3
GFDL-CM3	NorESM1-M

Dans l'intérieur du continent, le taux de chute de neige dans les modèles de CMIP5 varie de 43 à 159 mm/an, et le taux de chute de neige moyen est de 70 mm/an. En comparaison, le taux de chute de neige est de 47 mm/an dans les réanalyses ERA Interim, et de 36 mm/an dans les observations de CloudSat. Cependant, il est probable que le taux de chute de neige obtenu avec les observations de CloudSat soit sous-estimé dans cette région. Avec CloudSat, les précipitations qui se forment en dessous de 1300 m au-dessus de la surface ne sont pas observées (Wood et al., 2013), et ce type de précipitation pourrait représenter une part importante des précipitations dans cette région (Bromwich, 1988; Fujita and Abe, 2006).

4.2.2 Variabilité saisonnière des taux de chute de neige

La figure 4.2 montre la variabilité saisonnière issue des modèles de CMIP5 et des réanalyses ERA Interim pour la période 1999 - 2008, et observée avec CloudSat entre août 2006 et avril 2011. La variabilité saisonnière a été étudiée en divisant les différents jeux de données en quatre périodes de trois mois : janvier-février-mars, avril-mai-juin, juillet-août-septembre, et octobre-novembre-décembre. Ce traitement de données a été réalisé afin de ne pas trop réduire le nombre d'observations dans les données de CloudSat (voir chapitre 2).

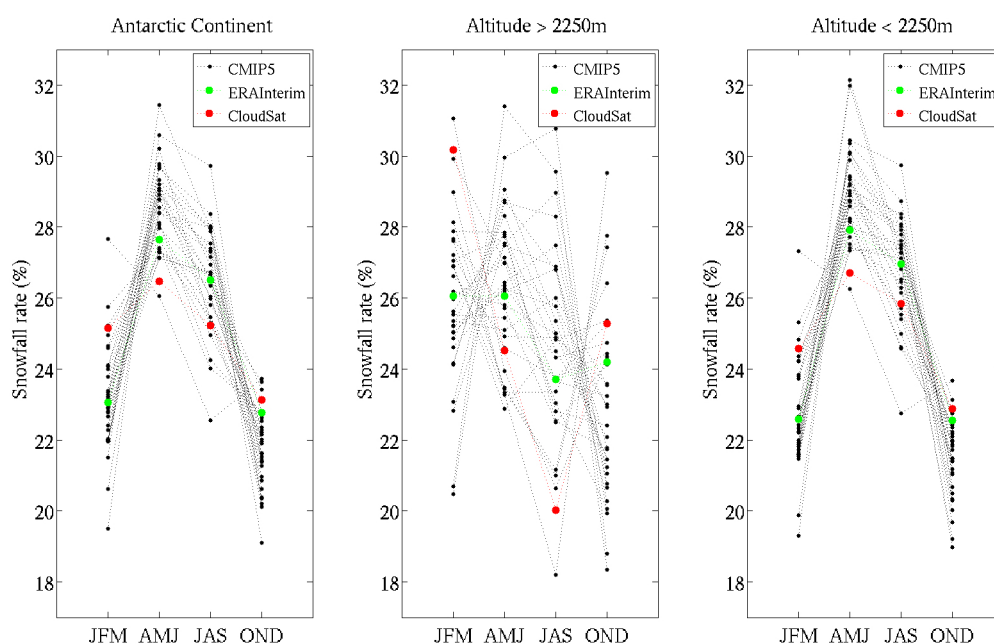


FIGURE 4.2 – Variabilité saisonnière du taux de chute de neige (% par rapport au taux de chute de neige annuel) simulée par les modèles de CMIP5 (noir) et ERA Interim (vert) durant la période 1999-2008, et obtenue avec CloudSat durant la période août 2006 - avril 2011 (rouge).

La variabilité saisonnière des chutes de neige sur l'ensemble du continent Antarctique est principalement influencée par les chutes de neige dans les régions périphériques, la périphérie du continent recevant la grande majorité des précipitations (Bromwich, 1988; Genthon et al., 2009a). Ceci est encore plus vrai dans cette étude où la partie du continent entre 82 et 90 ° S n'est pas prise en compte.

Sur l'ensemble du continent et les régions périphériques, le taux de chute de neige

maximum est obtenu en avril-mai-juin dans les données issues de CloudSat et d'ERA Interim. Juillet-août-septembre est la seconde saison avec le plus fort taux de chute de neige, suivie par janvier-février-mars dans les deux jeux de données. Le taux de chute de neige minimum est obtenu en octobre-novembre-décembre avec CloudSat et ERA Interim. Il est intéressant de noter que la variabilité saisonnière simulée par ERA Interim diffère du chapitre 2 dans lequel la période août 2006 - avril 2011 a été prise en compte (figure 4.3). La variabilité saisonnière simulée par ERA Interim diffère notamment pendant la saison juillet-août-septembre entre les périodes 1999 - 2008 et août 2006 - avril 2011, où cette différence est de 1,9 % pour l'ensemble du continent, et de 2,1 % pour les régions périphériques (figure 4.3).

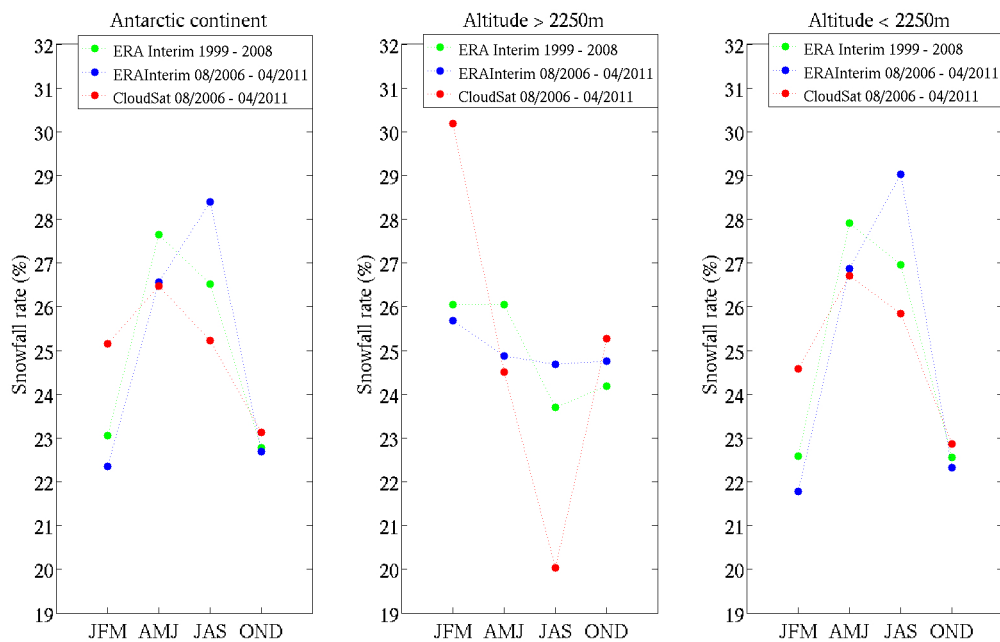


FIGURE 4.3 – Variabilité saisonnière du taux de chute de neige (% par rapport au taux de chute de neige annuel) simulée par les réanalyses ERA Interim durant la période 1999-2008 (courbe verte), et durant la période août 2006 - avril 2011 (courbe bleue), et obtenue avec CloudSat durant la période août 2006 - avril 2011 (courbe rouge).

La plupart des modèles de CMIP5 sont en accord qualitatif avec la variabilité saisonnière observée avec CloudSat durant la période août 2006 - avril 2011 et simulée par ERA Interim durant la période 1999 - 2008 (maximum en avril-mai-juin, puis en juillet-août-septembre, et minimum en octobre-novembre-décembre) : 22 des 30 modèles simulent

la même variabilité saisonnière sur l'ensemble du continent, et 21 des 30 modèles sont en accord avec cette variabilité saisonnière dans les régions périphériques. La variabilité saisonnière sur l'ensemble du continent et les régions périphériques est cependant plus faible dans les observations issues de CloudSat que dans les réanalyses ERA Interim et les modèles de CMIP5.

Dans l'intérieur du continent (altitude > 2250 m), où les observations issues de CloudSat sont probablement moins fiables en raison de la contribution des précipitations se formant près de la surface, la variabilité saisonnière simulée par ERA Interim n'est pas en accord avec celle observée avec CloudSat. De plus, la variabilité saisonnière dans l'intérieur du continent diverge également beaucoup entre les différents modèles de CMIP5.

4.3 Les projections des modèles CMIP5 pour le XXI^{ème} siècle

4.3.1 Augmentation des précipitations en Antarctique au cours du XXI^{ème} siècle

La grande majorité des précipitations liquides tombant sur le continent Antarctique regèle dans le manteau neigeux, et contribue donc positivement au bilan de masse de la calotte polaire (Lenaerts et al., 2012). Pour cette raison, le taux de précipitation a été analysé dans cette partie, contrairement à la section précédente dans laquelle le taux de chute de neige a été étudié. Les tendances pour le XXI^{ème} siècle ont été calculées entre les dix premières années des simulations RCP (2006-2015) et les dix dernières années du XXI^{ème} siècle (2090-2099). De plus, dans cette partie, les statistiques sont moyennées sur l'ensemble du continent, y compris la partie de la calotte polaire comprise entre 82 et 90 ° S.

Les tableaux 4.3 et 4.4 répertorient l'augmentation relative et absolue des précipitations à partir des simulations des modèles de CMIP5 disponibles sur l'ensemble du continent Antarctique, les régions périphériques (altitude < 2250 m), et dans l'intérieur du continent (altitude > 2250 m). Deux séries de statistiques sont fournies dans ces tableaux pour deux jeux de données différents : l'ensemble des modèles de la base de données CMIP5 (en noir dans les tableaux), et les modèles ayant un taux de chute de neige durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat sur l'ensemble du continent jusqu'à 82 ° S (en rouge dans les tableaux). Ces derniers modèles sont répertoriés dans le tableau 4.5 et représentent environ

Tableau 4.3 – Augmentation relative des précipitations (%) dans les modèles de CMIP5 sur l'ensemble du continent Antarctique (jusqu'au pôle), les régions périphériques, et l'intérieur du continent. La différence est calculée entre les périodes 2006-2015 et 2090-2099. Le chiffre en rouge représente l'augmentation du taux de précipitation sur l'ensemble du continent (jusqu'au pôle) pour les modèles qui simulent un taux de chute de neige jusqu'à 82 ° S durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat.

Scénario	Nombre de modèles	Moyenne	Minimum	Maximum
<i>Continent Antarctique</i>				
RCP2.6	29 / 10	3,7 / 4,6	-6,0 / -2,2	13,6 / 10,9
RCP4.5	39 / 13	9,1 / 11,3	-2,7 / 3,6	20,0 / 19,5
RCP6.0	20 / 7	11,2 / 13,2	-1,2 / 6,4	23,5 / 23,5
RCP8.5	38 / 12	24,2 / 29,6	1,7 / 17,4	39,4 / 38,9
<i>Régions périphériques (altitude < 2250 m)</i>				
RCP2.6	29 / 10	3,2 / 4,3	-6,5 / -2,7	12,1 / 10,1
RCP4.5	39 / 13	8,3 / 10,6	-3,4 / 3,5	18,3 / 18,3
RCP6.0	20 / 7	10,1 / 12,2	-1,9 / 5,1	21,6 / 21,6
RCP8.5	38 / 12	22,3 / 27,3	1,6 / 16,2	35,8 / 33,5
<i>Intérieur du continent (altitude > 2250 m)</i>				
RCP2.6	29 / 10	5,6 / 6,1	-3,4 / -0,1	19,0 / 13,8
RCP4.5	39 / 13	12,4 / 14,6	-1,5 / 3,9	28,2 / 25,5
RCP6.0	20 / 7	16,6 / 17,9	-1,8 / 10,2	33,3 / 33,3
RCP8.5	38 / 12	32,5 / 40,0	2,0 / 23,8	60,5 / 60,5

un tiers de l'ensemble des modèles. Ces modèles étant les plus réalistes pour la période actuelle, il est d'usage de considérer leurs prévisions futures comme plus fiables que celles de l'ensemble des modèles de CMIP5.

L'augmentation des précipitations sur l'ensemble du continent Antarctique prédite varie de -6,0 à 39,4 % selon les modèles et les différents scénarios. Pour l'ensemble des modèles, la moyenne de cette augmentation varie de 3,7 % pour le scénario RCP2.6 à 24,2 % pour le scénario RCP8.5. La moyenne des modèles simulant des taux de chute de neige actuels proches des observations de CloudSat est supérieure à la moyenne de l'ensemble des modèles pour tous les scénarios. C'est également le cas dans les régions périphériques, et dans l'intérieur du continent. La différence entre les moyennes de l'ensemble des modèles et des modèles considérés comme les plus fiables est d'environ 1 à 2 % pour

Tableau 4.4 – Augmentation absolue des précipitations (mm/an) dans les modèles de CMIP5 sur l'ensemble du continent Antarctique (jusqu'au pôle), les régions périphériques, et l'intérieur du continent. La différence est calculée entre les périodes 2006-2015 et 2090-2099. Le chiffre en rouge représente l'augmentation du taux de précipitation sur l'ensemble du continent (jusqu'au pôle) pour les modèles qui simulent un taux de chute de neige jusqu'à 82 °S durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat.

Scénario	Nombre de modèles	Moyenne	Minimum	Maximum
<i>Continent Antarctique</i>				
RCP2.6	29 / 10	8 / 10	-13 / -4	27 / 25
RCP4.5	39 / 13	19 / 23	-6 / 7	45 / 45
RCP6.0	20 / 7	24 / 27	-3 / 12	59 / 59
RCP8.5	38 / 12	51 / 61	4 / 32	124 / 124
<i>Régions périphériques (altitude < 2250 m)</i>				
RCP2.6	29 / 10	11 / 14	-24 / -8	37 / 36
RCP4.5	39 / 13	29 / 35	-13 / 11	70 / 70
RCP6.0	20 / 7	35 / 40	-7 / 16	84 / 84
RCP8.5	38 / 12	77 / 91	6 / 50	168 / 168
<i>Intérieur du continent (altitude > 2250 m)</i>				
RCP2.6	29 / 10	4 / 5	-2 / 0	16 / 14
RCP4.5	39 / 13	10 / 11	-1 / 3	28 / 28
RCP6.0	20 / 7	13 / 13	-1 / 7	34 / 34
RCP8.5	38 / 12	26 / 32	2 / 13	78 / 78

les scénarios RCP2.6, RCP4.5, et RCP6.0, mais s'élève à plus de 5 % pour le scénario RCP8.5.

L'augmentation relative des précipitations est en moyenne plus importante dans l'intérieur du continent que dans les régions périphériques dans les 4 scénarios. C'est également le cas dans les modèles considérés comme les plus fiables. Cependant, en termes d'accumulation de neige sur la calotte polaire, l'augmentation des précipitations dans les régions périphériques est environ trois fois plus importante que dans l'intérieur du continent (tableau 4.4), les deux régions représentant chacune 50 % de la surface de la calotte polaire. Ces résultats confirment les conclusions de l'étude de Genthon et al. (2009a), dans laquelle le même rapport entre les augmentations de précipitation dans l'intérieur et la périphérie de la calotte polaire avait été obtenu avec les modèles de la

Tableau 4.5 – Liste des modèles utilisés pour les scénarios RCP. Pour chaque scénario, les modèles qui simulent un taux de chute de neige sur l'ensemble du continent Antarctique jusqu'à 82 ° S, durant la période 2006 - 2015, moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat sont inscrits en rouge.

RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
Bcc-csm1-1-m	ACCESS1-0	Bcc-csm1-1-m	ACCESS1-0
Bcc-csm1-1	ACCESS1-3	Bcc-csm1-1	ACCESS1-3
BNU-ESM	Bcc-csm1-1-m	CCSM4	Bcc-csm1-1-m
CanESM2	Bcc-csm1-1	CESM1-CAM5	Bcc-csm1-1
CCSM4	BNU-ESM	CSIRO-Mk3-6-0	BNU-ESM
CESM1-CAM5	CanESM2	FIO-ESM	CanESM2
CESM1-WACCM	CCSM4	GFDL-ESM2G	CCSM4
CNRM-CM5	CESM1-BGC	GFDL-ESM2M	CESM1-BGC
CSIRO-Mk3-6-0	CESM1-CAM5	GISS-E2H	CESM1-CAM5
EC-EARTH	CESM1-WACCM	GISS-E2-R	CESM1-WACCM
FGOALS-g2	CMCC-CM	HadGEM2-AO	CMCC-CESM
FIO-ESM	CMCC-CMS	HadGEM2-ES	CMCC-CM
GFDL-CM3	CNRM-CM5	IPSL-CM5A-LR	CMCC-CMS
GFDL-ESM2G	CSIRO-Mk3-6-0	IPSL-CM5A-MR	CNRM-CM5
GFDL-ESM2M	EC-EARTH	MIROC5	CSIRO-Mk3-6-0
GISS-E2-H	FGOALS-g2	MIROC-ESM-CHEM	EC-EARTH
GISS-E2-R	FIO-ESM	MIROC-ESM	FGOALS-g2
HadGEM2-AO	GFDL-CM3	MRI-CGCM3	FIO-ESM
HadGEM2-ES	GFDL-ESM2G	NorESM1-ME	GFDL-CM3
IPSL-CM5A-LR	GFDL-ESM2M	NorESM1-M	GFDL-ESM2G
IPSL-CM5A-MR	GISS-E2-H-CC		GFDL-ESM2M
MIROC5	GISS-E2-H		GISS-E2-H
MIROC-ESM-CHEM	GISS-E2-R-CC		GISS-E2-R
MIROC-ESM	GISS-E2-R		HadGEM2-AO
MPI-ESM-LR	HadGEM2-AO		HadGEM2-CC
MPI-ESM-MR	HadGEM2-CC		HadGEM2-ES
MRI-CGCM3	HadGEM2-ES		Inmcm4
NorESM1-ME	Inmcm4		IPSL-CM5A-LR
NorESM1-M	IPSL-CM5A-LR		IPSL-CM5A-MR

RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
	IPSL-CM5A-MR		IPSL-CM5B-LR
	IPSL-CM5B-LR		MIROC5
	MIROC5		MIROC-ESM-CHEM
	MIROC-ESM-CHEM		MIROC-ESM
	MIROC-ESM		MPI-ESM-LR
	MPI-ESM-LR		MPI-ESM-MR
	MPI-ESM-MR		MRI-CGCM3
	MRI-CGCM3		NorESM1-ME
	NorESM1-ME		NorESM1-M
	NorESM1-M		

Tableau 4.6 – Contribution du changement de précipitation en Antarctique au niveau des mers entre 2006 et 2099 (mm) simulée par les modèles de CMIP5, toutes choses égales par ailleurs. Le chiffre en rouge représente la contribution du changement de précipitation en Antarctique à l'élévation du niveau des mers prédite par les modèles qui simulent un taux de chute de neige jusqu'à 82 ° S durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat.

Scénario	Nombre de modèles	Moyenne	Minimum	Maximum
RCP2.6	29 / 10	-19 / -25	+32 / +5	-56 / -51
RCP4.5	39 / 13	-36 / -46	+12 / -18	-101 / -101
RCP6.0	20 / 7	-36 / -37	+10 / -12	-84 / -84
RCP8.5	38 / 12	-71 / -86	+1 / -40	-177 / -177

base de données CMIP3. Pour l'ensemble des modèles de la base de données CMIP5, l'augmentation moyenne des précipitations sur l'ensemble du continent Antarctique varie de 8 mm/an pour le scénario RCP2.6 à 51 mm/an pour le scénario RCP8.5. Cette augmentation varie de 10 mm/an pour le scénario RCP2.6 à 61 mm/an pour le scénario RCP8.5 pour les modèles considérés comme les plus réalistes pour la période actuelle.

En intégrant les précipitations sur l'ensemble du XXI^{ème} siècle, il est possible de calculer la contribution du changement de précipitation en Antarctique au niveau des mers, 360 Gt de glace étant équivalent à 1 mm sur le niveau des mers (Alley et al., 2005). Pour l'ensemble des modèles de CMIP5, toutes choses égales par ailleurs, la seule augmentation des précipitations en Antarctique représente en moyenne une contribution

négative au niveau des mers comprise entre 19 mm pour le scénario RCP2.6 et 71 mm pour le scénario RCP8.5 sur l'ensemble du XXI^{ème} siècle (tableau 4.6). Cette contribution négative au niveau des mers est plus importante pour les modèles simulant des chutes de neige proches des observations issues de CloudSat : entre 25 mm pour le scénario RCP2.6 et 86 mm pour le scénario RCP8.5.

4.3.2 Liens entre augmentation des précipitations et changements de température

Dans cette partie, l'augmentation des précipitations en Antarctique prédite par les modèles de CMIP5 a été comparée aux changements de la température de l'air proche de la surface simulés par ces mêmes modèles sur le continent Antarctique (figure 4.4). La corrélation entre les deux variables est attendue pour être forte en raison de l'augmentation de la pression de vapeur saturante avec des températures plus élevées (équation de Clausius-Clapeyron). Le changement relatif de précipitation et le changement de la température de l'air proche de la surface sont en effet très bien corrélés : le coefficient de corrélation linéaire est de 0,95 pour l'ensemble du continent, de 0,95 pour les régions périphériques, et de 0,94 pour l'intérieur du continent. Une régression linéaire produit $\Delta P_r = 7,09\Delta T - 2,33$ pour l'ensemble du continent, $\Delta P_r = 6,76\Delta T - 1,76$ pour les régions périphériques, et $\Delta P_r = 8,89\Delta T - 2,48$ pour l'intérieur du continent, avec ΔP_r le changement relatif de précipitation en %, et ΔT le changement de température en °C. En prenant le changement absolu de précipitation en mm/an (ΔP_a) à la place du changement relatif de précipitation (ΔP_r), les relations linéaires deviennent : $\Delta P_a = 14,94\Delta T - 4,87$ pour l'ensemble du continent, $\Delta P_a = 7,17\Delta T - 2,56$ pour l'intérieur du continent, et $\Delta P_a = 23,14\Delta T - 5,67$ pour les régions périphériques.

Sur l'ensemble du continent Antarctique, l'augmentation des précipitations serait donc d'environ 7,1 % / °C. Ce résultat est à comparer avec les valeurs déterminées par de précédentes études à partir de modèles de circulation générale : 5,1 % / °C (Gregory and Huybrechts, 2006), 7,1 % / °C (Krinner et al., 2007), et entre 4,8 et 6,3 % / °C (Krinner et al., 2014). Par ailleurs, Ligtenberg et al. (2013) ont reporté une valeur d'environ 5 % / °C en utilisant le modèle atmosphérique régional RACMO2.

Les moyennes des changements de la température de l'air proche de la surface simulés par les modèles de CMIP5 pour les 4 scénarios RCP sont répertoriées dans le tableau 4.7. En moyenne, l'augmentation de température sur l'ensemble du continent Antarctique varie de 0,6 °C pour le scénario RCP2.6 à 3,8 °C pour le scénario RCP8.5. Les modèles de CMIP5 prédisent une augmentation de température plus importante dans l'intérieur du continent que dans les régions périphériques, ce qui peut aider à expliquer

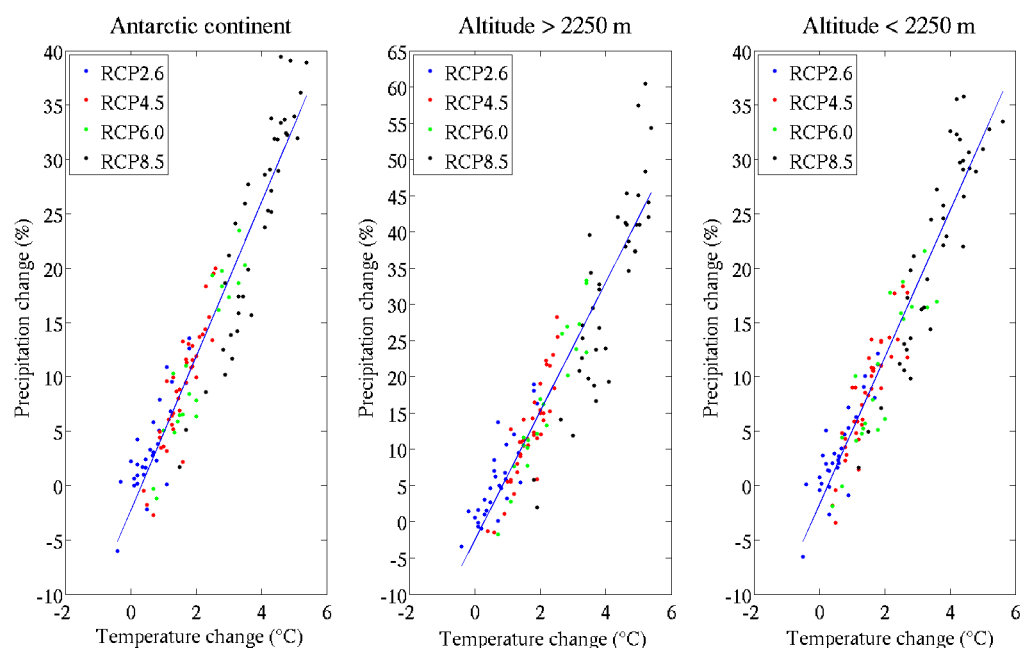


FIGURE 4.4 – Augmentation du taux de précipitation en Antarctique en fonction de l’augmentation de la température de l’air proche de la surface en Antarctique au cours du XXI^{ème} siècle dans les modèles de CMIP5.

Tableau 4.7 – Moyenne du changement de la température de l’air proche de la surface (°C) simulé par l’ensemble des modèles de la base de données CMIP5 pour les 4 scénarios RCP entre les périodes 2006 - 2015 et 2090 - 2099 (noir). Le chiffre en rouge représente l’augmentation de température moyenne prédite par les modèles qui simulent un taux de chute de neige jusqu’à 82° S durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat.

Scénario	Continent	Altitude >2250 m	Altitude < 2250 m
RCP2.6	0,6 / 0,7 °C	0,7 / 0,7 °C	0,6 / 0,7 °C
RCP4.5	1,6 / 1,7 °C	1,7 / 1,8 °C	1,5 / 1,6 °C
RCP6.0	2,1 / 2,2 °C	2,2 / 2,2 °C	1,9 / 2,1 °C
RCP8.5	3,8 / 4,3 °C	4,1 / 4,5 °C	3,6 / 4,1 °C

que les modèles simulent également une augmentation relative des précipitations plus forte dans l’intérieur de la calotte polaire. De plus, les modèles simulant un taux de chute de neige proche de celui observé avec CloudSat pour la période actuelle prédisent

une augmentation de température plus élevée que l'ensemble des modèles de la base de données. Ceci est particulièrement important pour le scénario RCP8.5 où cette différence atteint 0,5 ° C sur l'ensemble du continent. En simulant des changements de température plus forts que l'ensemble des modèles de CMIP5, les modèles considérés comme les plus réalistes pour la période actuelle ont également tendance à simuler une augmentation des précipitations plus importante en Antarctique.

4.3.3 Liens entre augmentation des précipitations et changements de couverture de glace de mer

Les changements de précipitation prédits par les modèles en Antarctique sont aussi bien corrélés avec les changements de couverture de glace de mer en hémisphère sud (figure 4.5), ce qui a déjà été montré par de précédentes études (Krinner et al., 2014). Les changements de couverture de glace de mer, en modifiant les échanges d'humidité et d'énergie entre l'océan et l'atmosphère, influencent les précipitations. Néanmoins, les changements de température en Antarctique et de couverture de glace de mer en hémisphère sud sont également corrélés entre eux (Krinner et al., 2014), et l'influence relative de ces deux paramètres sur les précipitations en Antarctique est difficile à déterminer.

La couverture de glace de mer en hémisphère sud a une variabilité saisonnière importante, passant d'environ 2 millions de km² en février à environ 14,5 millions de km² en septembre (Parkinson and Cavalieri, 2012). Dans cette étude, la moyenne annuelle de la couverture de glace de mer en hémisphère sud a été prise en compte. Par ailleurs, la couverture de glace de mer simulée par les modèles a été calculée en multipliant la fraction de glace de mer prédite dans chaque maille par la surface de la maille, puis en sommant le résultat de ce produit pour toutes les mailles de l'hémisphère sud.

Dans la figure 4.5, le coefficient de corrélation linéaire entre le changement relatif de précipitation et le changement de couverture de glace de mer est de -0,89 pour les trois régions (ensemble du continent, régions périphériques, et intérieur du continent). Une régression linéaire produit : $\Delta P_r = -5,99\Delta G + 2,44$ pour l'ensemble du continent, $\Delta P_r = -7,69\Delta G + 4,28$ pour l'intérieur du continent, et $\Delta P_r = -5,59\Delta G + 2,10$ pour les régions périphériques, avec ΔP_r le changement relatif de précipitation en %, et ΔG le changement de couverture de glace de mer en millions de km². En prenant le changement absolu de précipitation en mm/an (ΔP_a) à la place du changement relatif de précipitation (ΔP_r), les relations linéaires deviennent : $\Delta P_a = -11,49\Delta G + 5,73$ pour l'ensemble du continent, $\Delta P_a = -5,51\Delta G + 3,02$ pour l'intérieur du continent, et $\Delta P_a = -17,48\Delta G + 8,65$ pour les régions périphériques.

Le tableau 4.8 fournit les moyennes de changement de couverture de glace de mer

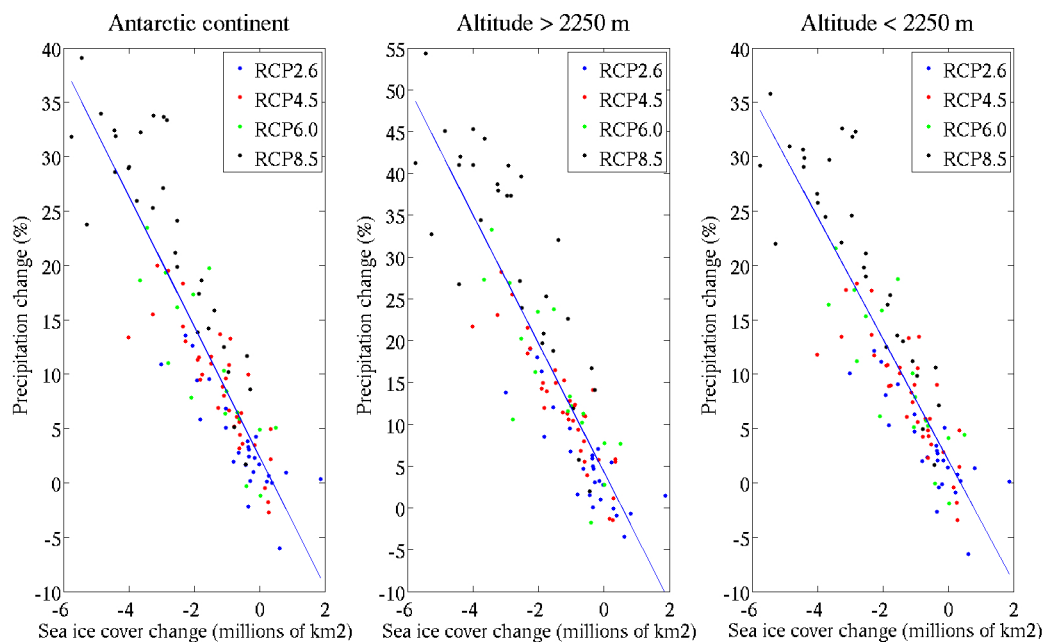


FIGURE 4.5 – Augmentation du taux de précipitation en Antarctique en fonction du changement de couverture de glace de mer en hémisphère sud au cours du XXI^{ème} siècle dans les modèles de CMIP5.

en hémisphère sud prédits par les modèles de CMIP5 au cours du XXI^{ème} siècle. Ce changement varie de -0,55 millions de km² pour le scénario RCP2.6 à -2,84 millions de km² pour le scénario RCP8.5. Les modèles qui simulent un taux de chute de neige actuel proche de celui observé avec CloudSat prédisent en moyenne des changements de couverture de glace de mer plus importants que l'ensemble des modèles.

Les couvertures moyennes annuelles de glace de mer en hémisphère sud simulées par les modèles de CMIP5 pour la période 2006 - 2015 sont répertoriées dans le tableau 4.9. Dans ce tableau, les résultats des modèles sont comparés à des observations satellites de glace de mer fournies par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC, <http://nsidc.org>). Ces observations ont été obtenues à partir de données acquises par les radiomètres SMMR, SSM/I, et SSMIS (<http://nsidc.org>). Dans les observations satellites fournies par le NSIDC, les pixels avec une fraction de glace de mer inférieure à 15 % n'ont pas été pris en compte (<http://nsidc.org>). Afin de faciliter la comparaison avec les observations satellites, les mailles avec une fraction de glace de mer inférieure à 15 % n'ont pas été prises en compte dans ce tableau pour les modèles de CMIP5. Mis à

part les résultats du tableau 4.9, ce seuil de 15 % n'a pas été appliqué lors du traitement de données ayant servi à obtenir les autres figures et résultats de cette partie.

Entre 1979 et 2012, la moyenne annuelle de couverture de glace de mer en hémisphère sud observée a été d'environ 8,71 millions de km². La couverture de glace de mer a légèrement augmenté d'environ 1,8 % par décennie entre 1979 et 2010 (Parkinson and Cavalieri, 2012), ce qui permet de faire l'hypothèse que la couverture de glace de mer durant la période 2006 - 2015 devrait être similaire. De plus, la couverture de glace de mer observée a été d'environ 8,93 millions de km² entre 2006 et 2012 à partir des observations satellites fournies par le NSIDC. En moyenne, les modèles de CMIP5 simulent une couverture de glace de mer en hémisphère sud inférieure à celle observée par satellite. En revanche, les modèles simulant un taux de chute de neige actuel proche de celui observé avec CloudSat prédisent en moyenne une couverture de glace de mer plus importante que celle observée par satellite. Il est donc probable que des modèles simulant correctement la couverture de glace de mer en hémisphère sud auraient tendance à surestimer les taux de précipitation en Antarctique.

Tableau 4.8 – Moyenne du changement de couverture de glace de mer en hémisphère sud simulé par l'ensemble des modèles de CMIP5 pour les 4 scénarios RCP entre les périodes 2006 - 2015 et 2090 - 2099 (noir). Les moyennes annuelles de couverture de glace de mer ont été prises en compte pour calculer ces changements. Le chiffre en rouge représente le changement de couverture de glace de mer prédit par les modèles qui simulent un taux de chute de neige jusqu'à 82 ° S durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat.

Scénario	Changement de couverture de glace de mer dans l'hémisphère sud
RCP2.6	-0,55 / -0,93 x 10 ⁶ km ²
RCP4.5	-1,21 / -1,46 x 10 ⁶ km ²
RCP6.0	-1,48 / -1,93 x 10 ⁶ km ²
RCP8.5	-2,84 / -3,62 x 10 ⁶ km ²

Tableau 4.9 – Moyenne annuelle de la couverture de glace de mer en hémisphère sud simulée par l'ensemble des modèles de la base de données CMIP5 pour les 4 scénarios RCP pendant la période 2006 - 2015 (noir). Le chiffre en rouge représente la couverture de glace de mer prédite par les modèles qui simulent un taux de chute de neige jusqu'à 82 ° S durant la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat. La moyenne de couverture de glace de mer observée par satellite dans l'hémisphère sud pendant la période 1979 - 2012 a également été reportée.

Scénario	Couverture de glace de mer moyenne 2006-2015
RCP2.6	7,85 / 10,32 x 10 ⁶ km ²
RCP4.5	7,65 / 9,78 x 10 ⁶ km ²
RCP6.0	7,87 / 10,18 x 10 ⁶ km ²
RCP8.5	7,51 / 9,98 x 10 ⁶ km ²
Satellites 1979-2012	8,71 x 10 ⁶ km ²

4.4 Conclusion

Dans cette partie, les modèles de climat de la base de données CMIP5 ont d'abord été comparés aux observations réalisées avec CloudSat. Pour le scénario AMIP, dans lequel la température de surface de l'océan et la couverture de glace de mer sont forcées par des observations, tous les modèles de la base de données CMIP5 simulent un taux de chute de neige supérieur à celui observé avec CloudSat sur la surface couverte par les observations de CloudSat (latitude < 82 ° S). Néanmoins, quelques modèles simulent un taux de précipitation plus faible que CloudSat dans les régions périphériques du continent, là où les observations issues de CloudSat sont les plus fiables. La majorité des modèles de CMIP5 simulent un maximum de précipitation à l'automne (avril-mai-juin), et un minimum au printemps (octobre-novembre-décembre). Ces résultats sont en accord avec les observations issues de CloudSat et les réanalyses ERA Interim.

Sur l'ensemble du continent Antarctique, les modèles prédisent en moyenne une augmentation des précipitations comprise entre 3,7 % pour le scénario RCP2.6 et 24,2 % pour le scénario RCP8.5. En sélectionnant uniquement les modèles simulant un taux de chute de neige pour la période 2006 - 2015 moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat, cette augmentation moyenne des précipitations est supérieure : entre 4,6 % pour le scénario RCP2.6 et 29,6 % pour le scénario RCP8.5.

L'augmentation des précipitations est très corrélée avec les changements de température prédits par les modèles. Une régression linéaire permet de donner le chiffre d'une

augmentation des précipitations d'environ 7,1 % / ° C sur l'ensemble du continent Antarctique. Les modèles simulant un taux de chute de neige actuel proche de celui obtenu avec CloudSat simulent une augmentation de température plus élevée que l'ensemble des modèles de CMIP5, ce qui pourrait expliquer qu'ils prédisent également un changement de précipitation plus important.

Les précipitations en Antarctique sont également corrélées avec les changements de couverture de glace de mer en hémisphère sud. Les modèles simulant un taux de chute de neige actuel proche de celui observé avec CloudSat prévoient une diminution de la couverture de glace de mer plus forte que l'ensemble des modèles de CMIP5, ce qui pourrait aider à expliquer qu'ils prédisent également une augmentation des précipitations plus élevée. Par ailleurs, ils ont également tendance en moyenne à surestimer la couverture de glace de mer en hémisphère sud, contrairement à l'ensemble des modèles de CMIP5 qui ont tendance en moyenne à la sous-estimer.

Les changements de température sur le continent Antarctique et de glace de mer en hémisphère sud sont aussi très corrélés entre eux (Krinner et al., 2014), ce qui signifie qu'il est difficile de déterminer quel paramètre influence le plus les précipitations en Antarctique. De plus, les rétroactions entre couverture de glace de mer et température de l'air rendent cette analyse délicate. Une analyse en composantes principales pourrait être utile afin de déterminer l'influence relative de ces deux paramètres sur les précipitations en Antarctique.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale

Dans un contexte de changement climatique, l'estimation du bilan de masse des calottes polaires constitue un enjeu majeur afin de déterminer et de prédire l'élévation du niveau des mers. Ces dernières années, les techniques de télédétection ont permis d'acquérir de nouvelles données permettant d'améliorer nos connaissances des calottes polaires (Stocker et al., 2013). En Antarctique, deux grandes tendances sont attendues pour affecter le bilan de masse. Une accélération des glaciers émissaires, déjà observée par satellite, devrait avoir comme conséquence une décharge de glace plus importante dans l'océan. Par ailleurs, les modèles de climat prévoient une augmentation des précipitations en Antarctique au cours du XXI^{ème} siècle, ce qui devrait se traduire par une augmentation de l'accumulation de neige sur la calotte polaire, et une modération de l'élévation du niveau des mers. Cette tendance n'a néanmoins pas encore été observée pour la période actuelle.

Le continent Antarctique constitue le plus grand désert de la planète, en raison de précipitations en moyenne peu importantes. Ces précipitations sont tellement faibles, moins de 50 mm/an sur une grande partie de l'intérieur du continent, qu'il est difficile de les quantifier. De plus, sur les régions périphériques, des vents violents et fréquents rendent difficile la distinction entre neige transportée par le vent depuis la surface et celle provenant des précipitations. C'est ainsi qu'il n'existait pas jusqu'à très récemment d'observations fiables de précipitation en Antarctique. L'objectif de cette thèse a été de contribuer à une meilleure estimation des précipitations en Antarctique à partir d'observations in-situ et satellites afin d'évaluer la capacité des modèles de climat à simuler les précipitations pour la période actuelle.

En 2006, CloudSat, le premier radar météorologique embarqué sur un satellite permettant d'acquérir des données dans les régions polaires, a été lancé. Les données issues de CloudSat ont permis de produire la première climatologie de précipitation à partir d'observations (Palermo et al., 2014) à l'échelle du continent Antarctique (en dehors de la partie du continent comprise entre 82 et 90 ° S). Cette climatologie couvre la période août 2006 - avril 2011, période durant laquelle le satellite a renvoyé des données de manière continue. Le taux de chute de neige observé avec CloudSat est en moyenne de 171 mm/an sur le continent Antarctique jusqu'à 82 ° S.

Aucune observation in-situ et fiable de précipitation en Antarctique n'était disponible pour valider les observations issues de CloudSat. Par manque de mesures in-situ, les observations issues de CloudSat ont été comparées avec les réanalyses météorolo-

giques ERA Interim. Les deux jeux de données ont montré de bons accords, ce qui est encourageant pour la qualité des deux jeux de données, obtenus de façon totalement indépendante. Cependant, les chutes de neige se formant en-dessous de 1300 m au-dessus de la surface sont manquées avec CloudSat. Cette caractéristique pourrait amener à une sous-estimation du taux de chute de neige dans l'intérieur du continent, où une part significative des chutes de neige pourrait se former dans le premier kilomètre au-dessus de la surface. De plus, l'échantillonnage spatio-temporel de CloudSat est trop faible pour produire des séries temporelles de chute de neige en Antarctique. Il est néanmoins suffisant pour réaliser des climatologies en moyennant les données acquises durant une période d'environ 4 ans et demi.

Une nouvelle expérience a été développée sur un mât de 73 mètres pour la mesure des précipitations à Dumont d'Urville. Cette expérience avait pour objectif de séparer les événements de transport de neige par le vent des précipitations, et de quantifier les précipitations. Pour la quantification des précipitations, un Snow Particle Counter, un capteur spécialement conçu pour la mesure des flux de neige, a été installé à 50 m de hauteur. Pour séparer le transport de neige par le vent des précipitations, un profilage de compteurs de particules industriels a été utilisé (des capteurs ont été installés à 30, 50, et 70 m). Ces capteurs industriels, bon marché et peu consommateurs en énergie, avaient été testés l'année précédente en Antarctique et au col du Lac Blanc dans les Alpes. Des dysfonctionnements liés à de basses températures et une luminosité trop importante avaient alors été détectés en Antarctique. Après une série de tests en laboratoire, nous avons ajouté un système de chauffage ainsi qu'un filtre optique, afin de rendre ces capteurs plus robustes aux conditions météorologiques rencontrées à Dumont d'Urville.

Il n'a pas été possible de comparer les résultats de cette expérience avec les observations de CloudSat, les données issues de CloudSat n'étant pas encore disponibles pour la période de l'expérience de Dumont d'Urville (février - juin 2013). Les résultats de l'expérience de Dumont d'Urville ont montré que des méthodes de profilage utilisant des capteurs optiques peuvent permettre d'identifier des événements de précipitation sans neige soufflée (même signal à toutes les hauteurs), et des événements de transport de neige par le vent (gradient de flux de neige en fonction de la hauteur). Néanmoins, en dépit des modifications apportées à ces capteurs, les fourches optiques industrielles utilisées lors de cette expérience ont montré un certain nombre de limites, et ne semblent pas fiables pour ce type d'expérience. Par ailleurs, le flux de neige mesuré par le Snow Particle Counter est relativement proche des précipitations prédites par les analyses opé-

rationnelles du centre européen de prévision météorologiques à moyen terme (ECMWF).

Les précipitations en Antarctique simulées par les modèles de climat de la base de données CMIP5 ont été comparées aux observations réalisées avec CloudSat. Tous les modèles de climat de CMIP5 simulent des taux de chute de neige supérieurs aux taux de chute de neige obtenus avec CloudSat et avec les réanalyses ERA Interim. Les modèles de climat de CMIP5 prévoient en moyenne une augmentation des précipitations en Antarctique de 3,7 % pour le scénario le plus optimiste du GIEC, à 24,2% pour le scénario le plus pessimiste. En ne sélectionnant que les modèles simulant des chutes de neige relativement proches de celles observées avec CloudSat pour la période actuelle, cette augmentation des précipitations est plus importante, de 4,6 % en moyenne pour le scénario le plus optimiste à 29,6% pour le scénario le plus pessimiste. Prise isolément, l'augmentation des précipitations en Antarctique durant le XXI^{ème} siècle aura comme conséquence une contribution négative à l'élévation du niveau des mers. Pour l'ensemble des modèles de CMIP5, cette contribution varie en moyenne de -19 mm pour le scénario le plus optimiste, à -71 mm pour le scénario le plus pessimiste. Elle est également plus élevée pour les modèles simulant un taux de chute de neige proche de celui observé avec CloudSat pour la période actuelle : de -25 mm pour le scénario le plus optimiste à -86 mm pour le scénario le plus pessimiste.

L'augmentation des précipitations en Antarctique est bien corrélée avec les changements de température en Antarctique et de couverture de glace de mer en hémisphère sud. Une régression linéaire permet de donner le chiffre d'une augmentation des précipitations d'environ 7,1 % / °C. Par ailleurs, les modèles simulant un taux de chute de neige actuel proche de celui observé avec CloudSat ont tendance en moyenne à surestimer la couverture de glace de mer en hémisphère sud, contrairement à l'ensemble des modèles de CMIP5 qui ont tendance en moyenne à la sous-estimer.

Perspectives

Suite à un problème de batterie, CloudSat ne permet plus d'acquérir des données durant la nuit. Cependant, il fournit toujours des observations durant la journée. En Antarctique, cela signifie que les données sont exploitables durant quasiment tout l'été, mais pas durant l'hiver. Ces données pourraient permettre de compléter celles du satellite EarthCARE, dont le lancement est prévu en 2017, et qui aura à son bord un radar fonctionnant à la même fréquence que CloudSat. EarthCARE sera également sur une orbite permettant d'observer les régions polaires. La fréquence du radar d'EarthCARE

étant la même que celle de CloudSat, les algorithmes appliqués aux données de CloudSat seront également applicables aux données acquises par EarthCARE, ce qui permettra de comparer les observations issues des deux satellites. Il sera alors possible de déterminer si une tendance est visible dans les données concernant les changements de précipitation en Antarctique. Il faudra néanmoins tenir compte de la variabilité interannuelle des précipitations en Antarctique qui pourrait être relativement importante (Bromwich et al., 2004, 2011).

Des mesures in-situ de précipitation en Antarctique durant la mission EarthCARE permettraient de valider les observations réalisées avec EarthCARE, et d'améliorer les algorithmes d'estimation des chutes de neige en Antarctique. Gorodetskaya et al. (2014) viennent de publier des observations de précipitation en Antarctique réalisées avec un radar au sol. Ce type d'observation devrait permettre de valider les données issues de CloudSat et d'EarthCARE. Cependant, le type de radar utilisé (Micro Rain Radar 2) ne permet pas d'observer les précipitations se formant dans les 400 premiers mètres au-dessus de la surface.

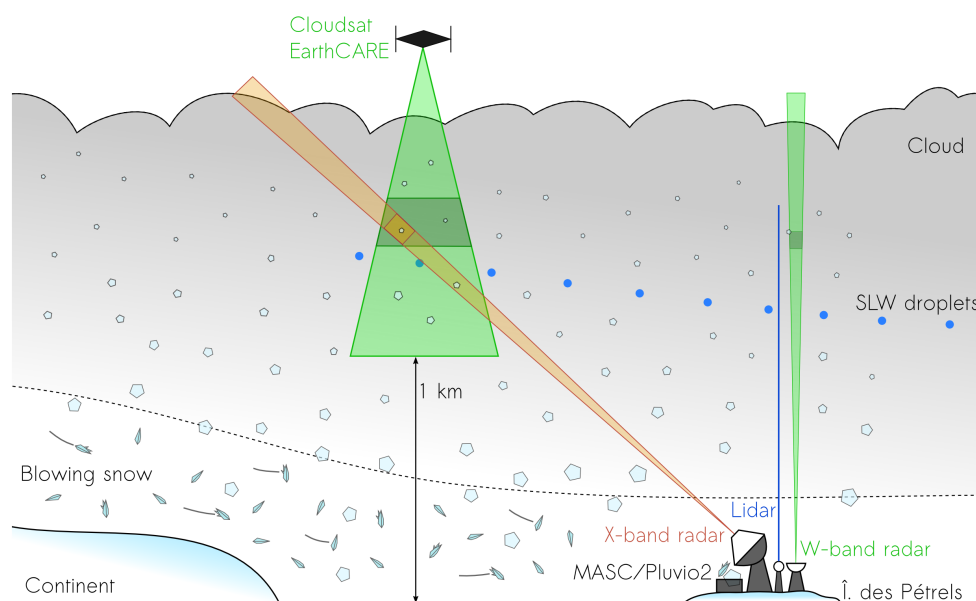


FIGURE 5.6 – Schéma du projet TRACNAR. *Source : Timothy Hugh Raupach.*

Un projet similaire, nommé TRACNAR (Télédétection RAdar des Chutes de Neige AntaRctique), est en attente de financement. Ce projet, coordonné par Christophe Genthon au LGGE, et en collaboration avec Alexis Berne du Laboratoire de Télédétection

Environnementale (LTE) à Lausanne en Suisse, ainsi que Massimo del Guasta de l'Istituto Nazionale di Ottica (INO) à Florence en Italie, a pour objectif le déploiement de deux radars ainsi que d'un lidar à Dumont d'Urville durant la mission EarthCARE (figure 5.6). Parmi les deux radars, l'un fonctionnera en bande X et l'autre en bande W. Le radar en bande W sera à la fréquence de 95 GHz, c'est-à-dire une fréquence similaire à celle des radars embarqués à bord de CloudSat et d'EarthCARE (94 GHz). En plus des deux radars et du lidar, deux Snow Particle Counter supplémentaires devraient être financés afin de continuer l'expérience du mât ionosphérique en installant un Snow Particle Counter à chaque niveau (30, 50, et 70 m). Ceci devrait permettre d'améliorer la qualité des observations de l'expérience du mât ionosphérique. Par ailleurs, un capteur permettant de prendre des photos des hydrométéores, appelé Multi-Angle Snowflake Camera (MASC), a également été demandé, et pourrait fournir de nouvelles informations sur la forme et la taille des hydrométéores à Dumont d'Urville.

Des données issues de satellites fonctionnant dans les micro-ondes passives pourraient être couplées aux observations des radars embarqués à bord de CloudSat et d'EarthCARE, afin d'améliorer l'échantillonnage spatio-temporel des observations de chute de neige en Antarctique. Cependant, il faudra pour cela développer et tester de nouveaux algorithmes en Antarctique, comme par exemple celui développé par Liu and Seo (2013) pour la détection des chutes de neige en Amérique du nord à partir des données fournies par les radiomètres AMSU-B et MHS.

Références bibliographiques

- Alley, R. B., Clark, P. U., Huybrechts, P., and Joughin, I. : Ice-sheet and sea-level changes, *Science*, 310, 456–460, 2005.
- Arendt, J. : Biological Rhythms During Residence in Polar Regions, *Chronobiology International*, 29, 379–394, 2012.
- Arkin, P. A. and Meisner, B. N. : The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982-84, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 51–74, 1987.
- Arthern, R. J., Winebrenner, D. P., and Vaughan, D. G. : Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111, doi :10.1029/2004JD005667, 2006.
- Ba, M. B. and Gruber, A. : GOES Multispectral Rainfall Algorithm (GMSRA), *J. Appl. Meteor.*, 40, 1500–1514, 2001.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L., and Griggs, J. A. : A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data – Part 1 : Data and methods, *The Cryosphere*, 3, 101–111, 2009.
- Barnston, A. G. : Correspondence among the Correlation, RMSE, and Heidke Forecast Verification Measures ; Refinement of the Heidke Score, *Wea. Forecasting*, 7, 699–709, 1992.
- Bauer, P., Moreau, E., and Di Michele, S. : Hydrometeor Retrieval Accuracy Using Microwave Window and Sounding Channel Observations, *J. Appl. Meteor.*, 44, 1016–1032, 2005.
- Bellot, H., Trouvilliez, A., Naaïm-Bouvet, F., Genthon, C., and Gallée, H. : Present weather-sensor tests for measuring drifting snow, *Annals of Glaciology*, 52, 176–184, 2011.

- Bennartz, R. and Bauer, P. : Sensitivity of microwave radiances at 85–183 GHz to precipitating ice particles, *Radio Science*, 38, doi :10.1029/2002RS002626, 2003.
- Bindschadler, R., Choi, H., Shuman, C., and Markus, T. : Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, 98, 388 – 402, 2005.
- Boening, C., Lebsock, M., Landerer, F., and Stephens, G. : Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet, *Geophysical Research Letters*, 39, doi : 10.1029/2012GL053316, 2012.
- Bromwich, D. H. : Snowfall in high southern latitudes, *Reviews of Geophysics*, 26, 149–168, 1988.
- Bromwich, D. H., Guo, Z., Bai, L., and Chen, Q.-s. : Modeled Antarctic Precipitation. Part I : Spatial and Temporal Variability, *J. Climate*, 17, 427–447, 2004.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., and Monaghan, A. J. : An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses, *J. Climate*, 24, 4189–4209, 2011.
- Brooks, R. L., Campbell, W. J., Ramseier, R. O., Stanley, H. R., and Zwally, H. J. : Ice sheet topography by satellite altimetry, *Nature*, 274, 539–543, 1978.
- Cazenave, A. : How Fast Are the Ice Sheets Melting ?, *Science*, 314, 1250–1252, 2006.
- Church, J., Gregory, J., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M., Qin, D., and Woodworth, P. : Changes in Sea Level, in : *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, eds. Houghton and Ding, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001.
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., Payne, A. J., Pfeffer, W. T., Stammer, D., and Unnikrishnan, A. S. : Sea Level Change., in : *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- Davis, C. H., Li, Y., McConnell, J. R., Frey, M. M., and Hanna, E. : Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise, *Science*, 308, 1898–1901, 2005.

- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., Van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597, 2011.
- Dover, S. : Numerical modelling of blowing snow, Ph.D. thesis, Dept of Applied Maths, University of Leeds, 1993.
- Draine, B. T. and Flatau, P. J. : Discrete-Dipole Approximation For Scattering Calculations, *J. Opt. Soc. Am. A*, 11, 1491–1499, 1994.
- Eisen, O., Frezzotti, M., Genthon, C., Isaksson, E., Magand, O., Van den Broeke, M. R., Dixon, D. A., Ekaykin, A., Holmlund, P., Kameda, T., Karlöf, L., Kaspari, S., Lipenkov, V. Y., Oerter, H., Takahashi, S., and Vaughan, D. G. : Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica, *Reviews of Geophysics*, 46, doi :10.1029/2006RG000218, 2008.
- Favier, V., Agosta, C., Parouty, S., Durand, G., Delaygue, G., Gallée, H., Drouet, A.-S., Trouvilliez, A., and Krinner, G. : An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 583–597, 2013.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A. : Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375–393, 2013.
- Frezzotti, M., Scarchilli, C., Becagli, S., Proposito, M., and Urbini, S. : A synthesis of the

- Antarctic surface mass balance during the last 800 yr, *The Cryosphere*, 7, 303–319, 2013.
- Fujita, K. and Abe, O. : Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 33, doi :10.1029/2006GL026936, 2006.
- Gallée, H., Peyaud, V., and Goodwin, I. : Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model, *Annals of Glaciology*, 41, 17–22, 2005.
- Gates, W. L. : AMIP : The atmospheric model intercomparison project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73, 1962–1970, 1992.
- Genthon, C. and Krinner, G. : Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106, 20 653–20 664, 2001.
- Genthon, C., Krinner, G., and Déqué, M. : Intra-annual variability of Antarctic precipitation from weather forecasts and high-resolution climate models, *Annals of Glaciology*, 27, 488–494, 1998.
- Genthon, C., Krinner, G., and Castebrunet, H. : Antarctic precipitation and climate change predictions : Horizontal resolution and margin vs plateau issues, *Annals of Glaciology*, 50, 55–60, 2009a.
- Genthon, C., Magand, O., Krinner, G., and Fily, M. : Do climate models underestimate snow accumulation on the Antarctic plateau? A re-evaluation of/from in situ observations in East Wilkes and Victoria Lands, *Annals of Glaciology*, 50, 61–65, 2009b.
- Genthon, C., Six, D., Favier, V., Lazzara, M., and Keller, L. : Atmospheric Temperature Measurement Biases on the Antarctic Plateau, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 28, 1598–1605, 2011.
- Goodison, B. E., Louie, P. Y. T., and Yang, D. : WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report, WMO/TD-No. 872, WMO, Geneva, 1998.
- Gorodetskaya, I. V., Kneifel, S., Maahn, M., Van Tricht, K., Schween, J. H., Crewell, S., and Van Lipzig, N. P. M. : Cloud and precipitation properties from ground-based remote sensing instruments in East Antarctica, *The Cryosphere Discussions*, 8, 4195–4241, 2014.

- Gregory, J. and Huybrechts, P. : Ice-sheet contributions to future sea-level change, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364, 1709–1732, 2006.
- Haynes, J. M., L’Ecuyer, T. S., Stephens, G. L., Miller, S. D., Mitrescu, C., Wood, N. B., and Tanelli, S. : Rainfall retrieval over the ocean with spaceborne W-band radar, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114, doi :10.1029/2008JD009973, 2009.
- Hiley, M. J., Kulie, M. S., and Bennartz, R. : Uncertainty Analysis for CloudSat Snowfall Retrievals, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 399–418, 2010.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., and Iguchi, T. : The Global Precipitation Measurement Mission, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 701–722, 2013.
- Hudak, D., Barker, H., Rodriguez, P., and Donovan, D. : The canadian CloudSat validation project., *Proceeding of the Fourth European Conference on Radar in Hydrology and Meteorology*, Barcelona, Spain, 609–612, 2006.
- Hudson, S. R. and Brandt, R. E. : A Look at the Surface-Based Temperature Inversion on the Antarctic Plateau, *J. Climate*, 18, 1673–1696, 2005.
- Hugenholtz, C. H. and Barchyn, T. E. : Laboratory and field performance of a laser particle counter for measuring aeolian sand transport, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 116, doi :10.1029/2010JF001822, 2011.
- Iguchi, T. : Spaceborne precipitation radars in TRMM and GPM, *31st International Conference on Radar Meteorology*, Seattle, USA, 2003.
- Katsumata, M., Uyeda, H., Iwanami, K., and Liu, G. : The Response of 36- and 89-GHz Microwave Channels to Convective Snow Clouds over Ocean : Observation and Modeling, *J. Appl. Meteor.*, 39, 2322–2335, 2000.
- Kidd, C., Levizzani, V., Turk, J., and Ferraro, R. : Satellite Precipitation Measurements for Water Resource Monitoring, *Journal of the American Water Resources Association*, 45, 567–579, 2009.
- Krabill, W., Hanna, E., Huybrechts, P., Abdalati, W., Cappelen, J., Csatho, B., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., and Yungel, J. : Greenland Ice Sheet : Increased coastal thinning, *Geophysical Research Letters*, 31, doi :10.1029/2004GL021533, 2004.

- Krinner, G., Magand, O., Simmonds, I., Genthon, C., and Dufresne, J.-L. : Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries, *Climate Dynamics*, 28, 215–230, 2007.
- Krinner, G., Langeron, C., Ménégoz, M., Agosta, C., and Brutel-Vuilmet, C. : Oceanic Forcing of Antarctic Climate Change : A Study Using a Stretched-Grid Atmospheric General Circulation Model, *J. Climate*, 27, 5786–5800, 2014.
- Kuipers Munneke, P., Picard, G., Van den Broeke, M. R., Lenaerts, J. T. M., and Van Meijgaard, E. : Insignificant change in Antarctic snowmelt volume since 1979, *Geophysical Research Letters*, 39, doi :10.1029/2011GL050207, 2012.
- Kulie, M. S. and Bennartz, R. : Utilizing Spaceborne Radars to Retrieve Dry Snowfall, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 2564–2580, 2009.
- Kumagai, H., Kuroiwa, H., Kobayashi, S., and Orikasa, T. : Cloud profiling radar for EarthCARE mission, *Proc. SPIE*, 4894, 118–125, 2003.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J. : The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809–817, 1998.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H., et al. : Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in : *IPCC Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Lenaerts, J. T. M. and Van den Broeke, M. R. : Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model : 2. Results, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117, doi :10.1029/2010JD015419, 2012.
- Lenaerts, J. T. M., Van den Broeke, M. R., Van de Berg, W. J., Van Meijgaard, E., and Kuipers Munneke, P. : A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39, doi :10.1029/2011GL050713, 2012.
- Leonard, K. C. and Cullather, R. I. : Snowfall measurements in the Amundsen and Bellingshausen Seas, Antarctica, *Proceedings of the Eastern Snow Conference*, 65, 87–98, 2008.

- Leonard, K. C., Tremblay, L., Thom, J. E., MacAyeal, D. R., et al. : Drifting snow threshold measurements near McMurdo station, Antarctica : A sensor comparison study, *Cold Regions Science and Technology*, 70, 71–80, 2012.
- Levizzani, V., Schmetz, J., Lutz, H. J., Kerkmann, J., Alberoni, P. P., and Cervino, M. : Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for METEOSAT Second Generation, *Meteorological Applications*, 8, 23–41, 2001.
- Ligtenberg, S., Van de Berg, W., Van den Broeke, M., Rae, J., and Van Meijgaard, E. : Future surface mass balance of the Antarctic ice sheet and its influence on sea level change, simulated by a regional atmospheric climate model, *Climate dynamics*, 41, 867–884, 2013.
- Liu, G. : Deriving snow cloud characteristics from CloudSat observations, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113, doi :10.1029/2007JD009766, 2008.
- Liu, G. and Curry, J. A. : Observation and Interpretation of Microwave Cloud Signatures over the Arctic Ocean during Winter, *J. Appl. Meteor.*, 42, 51–64, 2003.
- Liu, G. and Seo, E.-K. : Detecting snowfall over land by satellite high-frequency microwave observations : The lack of scattering signature and a statistical approach, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 1376–1387, 2013.
- Locatelli, J. D. and Hobbs, P. V. : Fall speeds and masses of solid precipitation particles, *Journal of Geophysical Research*, 79, 2185–2197, 1974.
- Mace, G. : Level 2 GEOPROF Product Process Description and Interface Control Document, Tech. rep., 2004.
- Magand, O., Genthon, C., Fily, M., Krinner, G., Picard, G., Frezzotti, M., and Ekaykin, A. A. : An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180°E Antarctica sector and 1950–2005 period, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112, doi :10.1029/2006JD007691, 2007.
- Magand, O., Picard, G., Brucker, L., Fily, M., and Genthon, C. : Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation, *The Cryosphere*, 2, 109–115, 2008.
- Marshall, G. J. : On the annual and semi-annual cycles of precipitation across Antarctica, *International Journal of Climatology*, 29, 2298–2308, 2009.

- Marshall, J. S. and Palmer, W. M. K. : The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, 5, 165–166, 1948.
- Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., and Stouffer, R. J. : The coupled model intercomparison project (CMIP), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 313–318, 2000.
- Mitchell, D. L. : Use of Mass- and Area-Dimensional Power Laws for Determining Precipitation Particle Terminal Velocities, *J. Atmos. Sci.*, 53, 1710–1723, 1996.
- Mitchell, D. L. and Heymsfield, A. : Refinements in the treatment of ice particle terminal velocities, highlighting aggregates., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 1637–1644, 2005.
- Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., Fogt, R. L., Wang, S.-H., Mayewski, P. A., Dixon, D. A., Ekaykin, A., Frezzotti, M., Goodwin, I., Isaksson, E., Kaspari, S. D., Morgan, V. I., Oerter, H., Van Ommen, T. D., Van der Veen, C. J., and Wen, J. : Insignificant Change in Antarctic Snowfall Since the International Geophysical Year, *Science*, 313, 827–831, 2006a.
- Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., and Wang, S.-H. : Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5 simulations, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364, 1683–1708, 2006b.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., et al. : The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463, 747–756, 2010.
- Naaïm-Bouvet, F., Bellot, H., Nishimura, K., Genthon, C., Palermé, C., Guyomarc’h, G., and Vionnet, V. : Detection of snowfall occurrence during blowing snow events using photoelectric sensors, *Cold Regions Science and Technology*, 106–107, 11 – 21, 2014.
- Nakatsuka, H., Okada, K., Horie, H., Kimura, T., Iida, Y., Kojima, M., Sato, K., Ohno, Y., Takahashi, N., and Kumagai, H. : System Design of Cloud Profiling Radar for Earthcare, *International Geoscience & Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2008*, Boston, USA, 5, 93–96, 2008.
- Nishimura, K. and Nemoto, M. : Blowing snow at Mizuho station, Antarctica, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363, 1647–1662, 2005.

- Noh, Y.-J., Liu, G., Seo, E.-K., Wang, J. R., and Aonashi, K. : Development of a snowfall retrieval algorithm at high microwave frequencies, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111, doi :10.1029/2005JD006826, 2006.
- Noh, Y.-J., Liu, G., Jones, A. S., and Vonder Haar, T. H. : Toward snowfall retrieval over land by combining satellite and in situ measurements, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114, doi :10.1029/2009JD012307, 2009.
- Palermé, C., Kay, J. E., Genthon, C., L'Ecuyer, T., Wood, N. B., and Claud, C. : How much snow falls on the Antarctic ice sheet ?, *The Cryosphere*, 8, 1577–1587, 2014.
- Parish, T. R. and Bromwich, D. H. : Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind Regime, *J. Climate*, 4, 135–146, 1991.
- Parkinson, C. L. and Cavalieri, D. J. : Antarctic sea ice variability and trends, 1979 - 2010, *The Cryosphere*, 6, 871–880, 2012.
- Paulson, A., Zhong, S., and Wahr, J. : Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data, *Geophysical Journal International*, 171, 497–508, 2007.
- Pritchard, H. D., Arthern, R. J., Vaughan, D. G., and Edwards, L. A. : Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, 461, 971–975, 2009.
- Rasmussen, R., Baker, B., Kochendorfer, J., Meyers, T., Landolt, S., Fischer, A. P., Black, J., Thériault, J. M., Kucera, P., Gochis, D., Smith, C., Nitu, R., Hall, M., Ikeda, K., and Gutmann, E. : How Well Are We Measuring Snow : The NOAA/FAA/NCAR Winter Precipitation Test Bed, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 811–829, 2011.
- Rasmussen, R. M., Hallett, J., Purcell, R., Landolt, S. D., and Cole, J. : The Hotplate Precipitation Gauge, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 28, 148–164, 2010.
- Rignot, E. : Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364, 1637–1655, 2006.
- Rignot, E., Bamber, J. L., Van den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., Van de Berg, W. J., and Van Meijgaard, E. : Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature Geosci*, 1, 106–110, 2008.
- Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B. : Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, 333, 1427–1430, 2011.

- Rodgers, C. D. : Inverse methods for atmospheric sounding, vol. 2 of Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics, World Scientific, Singapore, 2000.
- Shepherd, A., Ivins, E. R., A, G., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., Briggs, K. H., Bromwich, D. H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M. A., Lenaerts, J. T. M., Li, J., Ligtenberg, S. R. M., Luckman, A., Luthcke, S. B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J. P., Paden, J., Payne, A. J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sørensen, L. S., Scambos, T. A., Scheuchl, B., Schrama, E. J. O., Smith, B., Sundal, A. V., Van Angelen, J. H., Van de Berg, W. J., Van den Broeke, M. R., Vaughan, D. G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P. L., Wingham, D. J., Yi, D., Young, D., and Zwally, H. J. : A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance, *Science*, 338, 1183–1189, 2012.
- Sherman, D. J., Li, B., Farrell, E. J., Ellis, J. T., Cox, W. D., Maia, L. P., and Sousa, P. H. G. O. : Measuring Aeolian Saltation : A Comparison of Sensors, *Journal of Coastal Research*, 59, 280–290, 2011.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S. : ERA-interim : new ECMWF re-analysis products from 1989 onwards, *ECMWF Newslett*, 110, 25–35, 2006.
- Stephens, G. L. and Kummerow, C. D. : The Remote Sensing of Clouds and Precipitation from Space : A Review, *J. Atmos. Sci.*, 64, 3742–3765, 2007.
- Stephens, G. L., Vane, D. G., Tanelli, S., Im, E., Durden, S., Rokey, M., Reinke, D., Partain, P., Mace, G. G., Austin, R., L’Ecuyer, T., Haynes, J., Lebsock, M., Suzuki, K., Waliser, D., Wu, D., Kay, J., Gettelman, A., Wang, Z., and Marchand, R. : CloudSat mission : Performance and early science after the first year of operation, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113, doi :10.1029/2008JD009982, 2008.
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. : IPCC, 2013 : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- Sugiura, K., Ohata, T., Yang, D., Sato, T., and Sato, A. : Application of a snow particle counter to solid precipitation measurements under Arctic conditions, *Cold Regions Science and Technology*, 58, 77–83, 2009.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. : An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485–498, 2012.

- Trouvilliez, A. : Observation et modélisation de la neige soufflée en Antarctique, Ph.D. thesis, Université de Grenoble, 2013.
- Van de Beek, C. Z., Leijnse, H., Stricker, J. N. M., Uijlenhoet, R., and Russchenberg, H. W. J. : Performance of high-resolution X-band radar for rainfall measurement in The Netherlands, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 205–221, 2010.
- Van de Berg, W., Van den Broeke, M., Reijmer, C., and Van Meijgaard, E. : Characteristics of the Antarctic surface mass balance, 1958-2002, using a regional atmospheric climate model, *Annals of Glaciology*, 41, 97–104, 2005.
- Van den Broeke, M., Van de Berg, W. J., and Van Meijgaard, E. : Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed, *Geophysical Research Letters*, 33, doi :10.1029/2005GL025239, 2006.
- Vaughan, D., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., and Zhang, T. : Observations : Cryosphere, in : *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., and Cooper, A. P. R. : Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica, *J. Climate*, 12, 933–946, 1999.
- Velicogna, I. : Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, *Geophysical Research Letters*, 36, doi : 10.1029/2009GL040222, 2009.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc’h, G., Naaim-Bouvet, F., Prokop, A., Durand, Y., and Lac, C. : Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model, *The Cryosphere*, 8, 395–415, 2014.
- Vocanson, C. : Etude du transport de neige par le vent (Rapport de stage), IUT Annecy, 2014.

- Wahr, J. M. : Time-variable gravity from satellites., in : *Treatise on Geophysics*, vol. 3, p. 213–237, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, and Philadelphia, PA, USA, 2007.
- Walden, V. P., Warren, S. G., and Tuttle, E. : Atmospheric Ice Crystals over the Antarctic Plateau in Winter, *J. Appl. Meteor.*, 42, 1391–1405, 2003.
- Wendler, G., André, J. C., Pettré, P., Gosink, J., and Parish, T. : Katabatic Winds in Adélie Coast, *Antarctic research series*, 61, 23–46, 1993.
- Wendler, G., Stearns, C., Weidner, G., Dargaud, G., and Parish, T. : On the extraordinary katabatic winds of Adélie Land, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102, 4463–4474, 1997.
- Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A., and Marshall, G. : Mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364, 1627–1635, 2006.
- Wingham, D. J., Ridout, A. J., Scharroo, R., Arthern, R. J., and Shum, C. K. : Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996, *Science*, 282, 456–458, 1998.
- Winkelmann, R., Levermann, A., Martin, M. A., and Frieler, K. : Increased future ice discharge from Antarctica owing to higher snowfall, *Nature*, 492, 239–242, 2012.
- Wood, N. B. : Estimation of snow microphysical properties with application to millimeter-wavelength radar retrievals for snowfall rate., Ph.d. thesis, Colorado State University, 2011.
- Wood, N. B., L’Ecuyer, T., Vane, D. G., Stephens, G. L., and Partain, P. : Level 2C snow profile process description and interface control document, version 0., Tech. rep., 2013.
- Yang, D., Metcalf, J., Goodison, B., and Mekis, E. : True Snowfall - An evaluation of the double fence, *Proc. 50th Eastern Snow Conference/61st Annual Western Snow Conference*, Quebec City, Quebec, Canada, 105–111, 1993.

Liste des figures

1	Les principales données utilisées pour l'estimation du bilan de masse de l'Antarctique.	6
2	Carte géographique de l'Antarctique.	8
3	Contribution de l'Antarctique de l'Est, de l'Antarctique de l'Ouest, et de la Péninsule Antarctique à l'élévation du niveau des mers entre 1992 et 2011.	9
1.1	Estimation des précipitations sur les continents par le Global Precipitation Climatology Project (GPCP).	14
1.2	Surface du continent Antarctique avec une altitude supérieure à 2250 m et inférieure à 2250 m.	16
1.3	Photo du "mur de neige" créé par le vent catabatique sur le glacier de l'Astrolabe près de Dumont d'Urville.	17
1.4	Carte d'accumulation de neige en Antarctique (mm/an) déterminée par Arthern et al. (2006).	19
1.5	Schéma d'un système d'augets basculants.	20
1.6	Photo et schéma du Double Fence Intercomparison Reference (DFIR) . . .	21
1.7	Un disdromètre PWS100 de la société Campbell Scientific et un hotplate commercialisé par la société Yankee Environmental Systems installés sur la base de Dumont d'Urville.	22
1.8	Les précipitations moyennes estimées par TRMM entre 1998 et 2009. . . .	24
1.9	Taux de chute de neige moyen estimé avec CloudSat durant la période juillet 2006 - juin 2007.	25
2.1	Profil de réflectivité obtenu avec CloudSat près de Dumont d'Urville le 21 janvier 2009.	35
2.2	Formation de givre à Dôme C sur le plateau d'Antarctique de l'Est. . . .	41

2.3	Nombre d'orbites de CloudSat par maille d'août 2006 à avril 2011 et surface au-dessus et en-dessous de 2250m.	45
2.4	Fréquence des précipitations obtenue avec les données issues de CloudSat.	47
2.5	Taux de chute de neige moyen obtenu avec les données issues de CloudSat.	48
2.6	Comparaison entre l'occurrence de précipitation issue des données de CloudSat et l'occurrence prédite par les réanalyses ERA Interim à l'échelle du continent Antarctique.	51
2.7	Taux de chute de neige obtenu avec CloudSat et simulé par les réanalyses ERA Interim.	53
2.8	Comparaison du taux de chute de neige obtenu avec CloudSat à des observations d'accumulation.	55
2.9	Couverture spatiale des orbites de CloudSat en Antarctique.	58
2.10	Nombre d'orbites de CloudSat par maille de 1° x 2° pour chaque saison (janvier-février-mars, avril-mai-juin, juillet-août-septembre, octobre-novembre-décembre) pour la période août 2006 - avril 2011.	59
2.11	Variabilité saisonnière moyenne des chutes de neige jusqu'à 82°S estimée avec CloudSat et simulée par ERA Interim pour la période août 2006 - avril 2011.	60
2.12	Anomalies des taux de chute de neige saisonniers d'août 2006 à avril 2011 pour les données de CloudSat et ERA Interim.	61
2.13	Nombre d'orbites de CloudSat par maille de 1° x 2° pour chaque année de 2007 à 2010.	62
2.14	Taux de chute de neige annuels de 2007 à 2011 estimés avec CloudSat et simulés par ERA Interim.	63
2.15	Anomalies des taux de chute de neige annuels de 2007 à 2010 pour les données de CloudSat et ERA Interim.	64
3.1	Le Hotplate installé sur le toit de l'abri Chantal à Dumont d'Urville en janvier 2012.	71
3.2	Carte de l'île des Pétrils	72
3.3	Comparaison entre le taux de précipitation mesuré par le Hotplate et simulé par ERA Interim.	73
3.4	Comparaison des taux de précipitation du Hotplate et d'ERA Interim à la vitesse du vent mesurée avec le Hotplate.	74

3.5	Comparaison entre la température, l'humidité relative, et la vitesse du vent mesurées par le Hotplate et à la station météorologique de Dumont d'Urville.	75
3.6	La fourche optique YH08NCT8 commercialisée par la société Wenglor et ses caractéristiques.	76
3.7	La tour du site de D17 à une quinzaine de kilomètres de Dumont d'Urville.	78
3.8	Nombre de particules par minute détectées par les deux fourches optiques Wenglor installées sur la tour à D17, en fonction de la vitesse du vent et de la période de la journée.	79
3.9	Nombre de particules par minute détectées par les deux fourches optiques Wenglor, et température mesurée avec une sonde de température sur la tour à D17 durant l'année 2012.	80
3.10	Le Snow Particle Counter (SPC-S7).	81
3.11	Nombre de particules détectées par les fourches optiques Wenglor en fonction du flux de neige mesuré par un Snow Particle Counter placé à la même hauteur (à 1,65 m du sol) au col du Lac Blanc.	82
3.12	Taille minimum des particules détectées par les fourches optiques Wenglor au col du Lac Blanc.	83
3.13	Dispositif (moteur et fil) utilisé dans la chambre froide pour simuler le passage de particules dans le laser des fourches optiques Wenglor.	84
3.14	Test en chambre froide de six fourches optiques Wenglor.	85
3.15	Tapis chauffant ajouté aux fourches optiques Wenglor.	86
3.16	Test en chambre froide d'une fourche optique Wenglor. Le capteur n'a pas été chauffé jusqu'à la 83 ^e minute, puis il a été chauffé ensuite.	87
3.17	Test en chambre froide d'une fourche optique Wenglor. Le capteur a été chauffé pendant toute la durée du test.	88
3.18	Test en chambre froide de deux fourches optiques Wenglor.	89
3.19	Un filtre optique passe bande centré sur la longueur d'onde des fourches optiques Wenglor (655 nm) et avec un coefficient de transmission supérieur à 93 %.	89
3.20	Mode de fonctionnement des fourches optiques Wenglor.	90
3.21	Test de 5 fourches optiques Wenglor étalonnées à des températures différentes (10 ° C et -10 ° C).	91
3.22	Test d'une fourche optique Wenglor et tension de sortie du capteur.	93
3.23	Le mât ionosphérique de Dumont d'Urville.	94

3.24	Schéma de l'installation réalisée sur le mât ionosphérique de Dumont d'Urville lors de la campagne Antarctique 2012-2013.	95
3.25	Le Snow Particle Counter installé à 50 m sur le mât ionosphérique de Dumont d'Urville.	96
3.26	Résultats de l'expérience du mât ionosphérique pour la période du 28 février au 3 juin 2013.	98
3.27	Résultats de l'expérience du mât ionosphérique pour les niveaux à 30 et 50 m pour la période du 23 avril au 28 mai 2013.	100
3.28	Taux de précipitation simulé par les analyses opérationnelles ECMWF et déterminé avec le SPC.	103
3.29	Nombre de particules détectées par la fourche optique Wenglor à 50 m en fonction du flux et du nombre de particules mesurés par le Snow Particle Counter à 50m pour la période du 28 février au 3 juin 2013.	104
4.1	Taux de chute de neige simulé par les modèles de CMIP5 et ERA Interim pour la période 1999-2008, et issu de CloudSat pour la période août 2006 - avril 2011.	115
4.2	Variabilité saisonnière du taux de chute de neige simulée par les modèles de CMIP5 et ERA Interim durant la période 1999-2008, et obtenue avec CloudSat durant la période août 2006 - avril 2011.	117
4.3	Variabilité saisonnière du taux de chute de neige simulée par les réanalyses ERA Interim durant la période 1999-2008 et durant la période août 2006 - avril 2011, et obtenue avec CloudSat durant la période août 2006 - avril 2011.	118
4.4	Augmentation du taux de précipitation en Antarctique en fonction de l'augmentation de la température de l'air proche de la surface en Antarctique au cours du XXI ^{ème} siècle dans les modèles de CMIP5.	125
4.5	Augmentation du taux de précipitation en Antarctique en fonction du changement de couverture de glace de mer en hémisphère sud au cours du XXI ^{ème} siècle dans les modèles de CMIP5.	127
5.6	Schéma du projet TRACNAR.	137

Liste des tableaux

1	Estimation des différentes contributions à l'élévation globale du niveau des mers entre 1993 et 2010.	5
1.1	Noms des bandes de fréquence utilisées en radar définis par l'IEEE (Institute of Electrical and Electronics Engineers).	23
1.2	Acronymes utilisés pour nommer les satellites et les capteurs.	27
2.1	Comparaison entre l'occurrence de précipitation issue des données de CloudSat et l'occurrence prédite par les réanalyses ERA Interim à Dumont d'Urville.	50
2.2	Comparaison du taux de chute de neige obtenu avec CloudSat au taux de chute de neige simulé par ERA Interim, et au taux d'accumulation obtenu par Arthern et al. (2006).	53
3.1	Caractéristiques du Hotplate.	70
3.2	Evènements détectés par les capteurs installés sur le mât ionosphérique alors qu'il n'y avait pas de précipitation dans les analyses ECMWF. . . .	97
3.3	Evènements détectés comme chute de neige sans neige soufflée.	101
4.1	Liste des différents modèles utilisés dans cette étude.	112
4.2	Liste des modèles utilisés pour le scénario AMIP. Les modèles qui simulent un taux de chute de neige sur l'ensemble du continent Antarctique jusqu'à 82 ° S, durant la période 1999 - 2008, moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat pour le scénario AMIP sont inscrits en rouge.	116
4.3	Augmentation relative des précipitations dans les modèles de CMIP5. . .	120
4.4	Augmentation absolue des précipitations dans les modèles de CMIP5. . .	121

4.5	Liste des modèles utilisés pour les scénarios RCP. Pour chaque scénario, les modèles qui simulent un taux de chute de neige sur l'ensemble du continent Antarctique jusqu'à 82 ° S, durant la période 2006 - 2015, moins de 20 % supérieur au taux de chute de neige obtenu avec CloudSat sont inscrits en rouge.	122
4.6	Contribution du changement de précipitation en Antarctique au niveau des mers entre 2006 et 2099 simulée par les modèles de CMIP5.	123
4.7	Moyenne du changement de la température de l'air proche de la surface simulé par l'ensemble des modèles de CMIP5 pour les 4 scénarios RCP entre les périodes 2006 - 2015 et 2090 - 2099.	125
4.8	Moyenne du changement de couverture de glace de mer en hémisphère sud simulé par l'ensemble des modèles de CMIP5 pour les 4 scénarios RCP entre les périodes 2006 - 2015 et 2090 - 2099.	128
4.9	Moyenne annuelle de la couverture de glace de mer en hémisphère sud simulée par l'ensemble des modèles de CMIP5 pour les 4 scénarios RCP pendant la période 2006 - 2015.	129

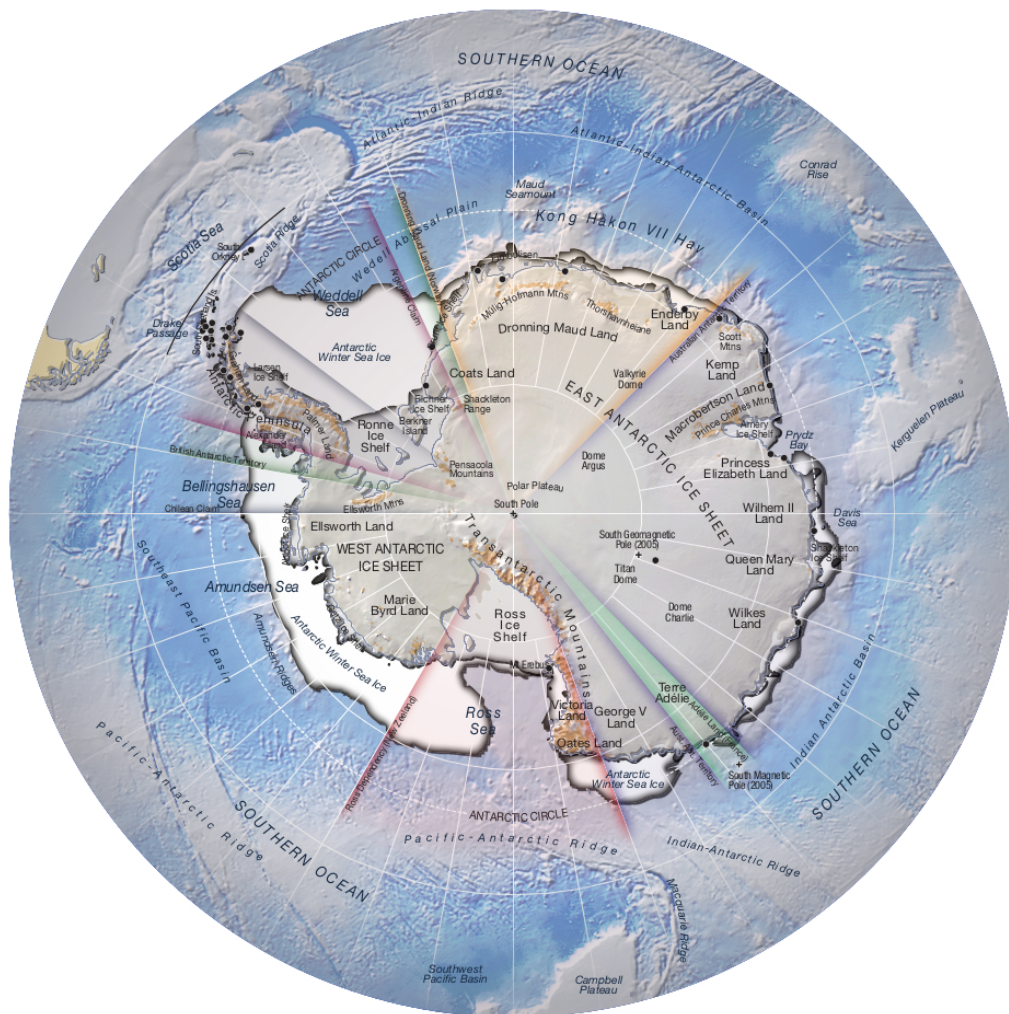
Liste des abréviations

- AMIP	A tmospheric M odel I ntercomparison P roject
- AMSR	A dvanced M icrowave S canning R adiometer
- AMSR-E	A dvanced M icrowave S canning R adiometer - E arth Observing System
- AMSR-2	A dvanced M icrowave S canning R adiometer 2
- AMSU	A dvanced M icrowave S ounding U nit
- ATMS	A dvanced T echnology M icrowave S ounder
- A-Train	A fternoon T rain
- AVHRR	A dvanced V ery H igh R esolution R adiometer
- BADC	B ritish A tmospheric D ata C entre
- CALIPSO	C loud A erosol L idar and I nfrared P athfinder S atellite O bservations
- CMIP	C oupled M odel I ntercomparison P roject
- CPR	C loud P rofilng R adar
- CSA	C anadian S pace A gency
- DFIR	D ouble F ence I ntercomparison R eference
- EarthCARE	E arth C louds A erosols and R adiation E xplorer
- ECMWF	E uropean C entre for M edium- R ange W eather F orecasts
- ESA	E uropean S pace A gency
- ETNA	É rosion T orrentielle N eige et A valanches
- GCOM-W1	G lobal C hange O bservation M ission - W ater 1
- GIEC	G roupe d'Experts I ntergouvernemental sur l'Évolution du C limat
- GMS	G eostationary M eteorological S atellite
- GOES	G eostationary O perational E nvironmental S atellite
- GPCP	G lobal P recipitation C limatology P roject
- GPM	G lobal P recipitation M easurement
- GRACE	G ravity R ecovery A nd C limate E xperiment
- ICESat	I ce C loud and land E levation S atellite
- IEEE	I nstitute of E lectrical and E lectronics E ngineers
- INO	I stituto N azionale di O ttica

- IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
- IPEV	Institut Polaire Français Paul Émile Victor
- IRSTEA	Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture
- LGGE	Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
- LIDAR	LIght Detection And Ranging
- LTE	Laboratoire de Télédétection Environnementale
- NASA	National Aeronautics and Space Administration
- NSIDC	National Snow and Ice Data Center
- MASC	Multi-Angle Snowflake Camera
- MHS	Microwave Humidity Sounder
- MSU	Microwave Sounding Unit
- OCO-2	Orbiting Carbon Observatory - 2
- PCMDI	Program For Climate Model Diagnosis and Intercomparison
- RADAR	RAdio Detection And Ranging
- RCP	Representative Concentration Pathways
- SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
- SPC	Snow Particle Counter
- SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
- SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder
- TMI	TRMM Microwave Imager
- TPS-3100 Hotplate	Total Precipitation Sensor - 3100 Hotplate
- TRACNAR	Télédétection RAdar des Chutes de Neige AntaRctique
- TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
- VIRS	Visible and InfraRed Scanner
- WGCM	Working Group on Coupled Modeling
- WCRP	World Climate Research Program
- YES	Yankee Environmental Systems

Annexe A

Carte géographique de l'Antarctique



Source : www.grida.no/graphicslib/detail/antarctica – topography – and – bathymetry – topographic – map_63f7, Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal.

Annexe B

Collaborations et travaux réalisés durant la thèse

Au cours de ce travail de recherche, des collaborations ont contribué à l'obtention des résultats décrits dans ce manuscrit. Cette partie a pour objectif de clarifier quelles ont été les participations de chacun aux différents travaux réalisés durant ces trois ans de thèse.

Développement instrumental

Les travaux en instrumentation, notamment sur les tests en laboratoire et le développement des fourches optiques Wenglor, ont été réalisés en collaboration avec Hervé Bellot et Florence Naaïm-Bouvet de l'Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture (IRSTEA).

L'idée d'instrumenter le mât ionosphérique à Dumont d'Urville provient de Christophe Genthon. Ensuite, nous avons développé l'expérience d'un point de vue technique avec l'aide de Charles Amory et de Luc Piard du LGGE.

Enfin, après avoir contribué à tous ces travaux, j'ai réalisé le traitement des données provenant des différents instruments déployés en Antarctique.

Campagnes de terrain

Lors de la campagne de terrain 2011 - 2012, j'ai installé les fourches optiques Wenglor et le capteur TPS-3100 Hotplate à Dumont d'Urville.

Charles Amory et Hélène Barral ont installé l'expérience du mât ionosphérique durant la campagne de terrain 2012 - 2013.

Données satellites

En 2012, Jennifer E. Kay de la Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (University of Colorado) nous a suggéré de travailler avec les données de CloudSat. J'ai ensuite téléchargé les données sur le serveur de CloudSat (<http://www.cloudsat.cira.colostate.edu>) et réalisé l'intégralité du traitement de données à partir des orbites. Norman B. Wood et Tristan L'Ecuyer du Department of Atmospheric and Oceanic Sciences (University of Wisconsin-Madison) ont apporté leurs expertises pour l'interprétation des observations issues de CloudSat. Christophe Genthon et Chantal Claud ont également contribué à l'interprétation de ces résultats.

Données des modèles de CMIP5

J'ai téléchargé les données issues des modèles de la base de données CMIP5 sur les serveurs du Program For Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI, <http://pcmdi9.llnl.gov>) et du British Atmospheric Data Centre (BADC, <http://badc.nerc.ac.uk>). J'ai également réalisé le traitement de données. Christophe Genthon a contribué à l'interprétation des résultats.

Annexe C

Article : “Detection of snowfall occurrence during blowing snow events using photoelectric sensors” Naaim-Bouvet et al., 2014



Contents lists available at ScienceDirect

Cold Regions Science and Technology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/coldregions

Detection of snowfall occurrence during blowing snow events using photoelectric sensors



Florence Naaïm-Bouvet^{a,b,*}, Hervé Bellot^{a,b}, Kouichi Nishimura^c, Christophe Genthon^d, Cyril Palerme^d, Gilbert Guyomarc'h^e, Vincent Vionnet^e

^a Irstea, UR ETNA, F-38402 St-Martin-d'Hères, France

^b Univ. Grenoble Alpes, F-38041 Grenoble, France

^c University of Nagoya, Japan

^d LGGE, UJF/CNRS, Saint Martin d'Hères, France

^e Météo France/CNRS, CNRM-GAME URA 1357, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 November 2012

Accepted 24 May 2014

Available online 6 June 2014

Keywords:

Blowing snow

Drifting snow

Snowfall

Precipitation

Sensor

Alps

ABSTRACT

There is a strong need to identify blowing snow events with and without concurrent falling snow and to estimate solid precipitation amounts in mountainous areas and polar regions. For these purposes, we first developed a method using the concomitant analysis of an anemometer and a drifting snow sensors (SPC-S7 and Wenglor/YH03PCT8-YH08PCT8). Photoelectric sensors, such as the SPC-S7 (Snow Particle Counter), specially designed for studying drifting snow, or a simpler photoelectric counter manufactured by Wenglor, were chosen because they had already been tested in previous studies for measuring solid precipitation. They were set up at Lac Blanc Pass, an experimental site dedicated to the study of drifting snow in the French Alps. The data set obtained was compared with the independent database of blowing snow events with or without falling snow collected at the same experimental site, i.e. data on the precipitation amount stemming from heated precipitation gauge and SAFRAN modeling output. The analysis of snow flux and mean diameter according to wind speed allowed us to separate blowing snow events with and without precipitation for moderate wind speed. To reduce the uncertainty at high wind speed, the SPC-S7 must be set up at least 4 m above the snow surface. Similar preliminary results were obtained with the simpler Wenglor photoelectric counter, despite the minimum observable diameter being 200 µm and the particle size distribution unavailable. These results must be confirmed by further experiments. The SPC-S7-estimated precipitation amount is in relatively good agreement with modeled precipitation given the many uncertainties due to the calculation hypotheses. Since the particle size distribution is not available for the simpler photoelectric counter and there are too many uncertainties and hypotheses in calculating solid precipitation, we concluded that the solid precipitation amount cannot be reliably estimated by the simple photoelectric counter.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In mountainous areas, drifting snow influences the spatial distribution of the snow cover at the local scale and consequently snowpack stability and avalanche danger. When comparing models with in-situ measurements, it is first necessary to identify blowing snow events with and without concurrent falling snow and to estimate the amount of solid precipitation. In Antarctica, in coastal areas where katabatic winds are strong and frequent, it is difficult to separate blowing snow and precipitation. However, it is important to characterize both variables because of their impact on the mass balance of the ice sheet (positive for precipitation and negative for blowing snow) (Bromwich, 1988; Gallée et al., 2013).

In mountainous areas as well as polar regions, falling snow may be rapidly redistributed by wind (Lehning et al., 2008). In such conditions, not only accurate measurement of the precipitation amount, but also detection of precipitation is a challenge. The blowing snow billow can be very high, up to several hundred meters (Scarchilli et al., 2010). Consequently, the measured precipitation amount suffers from substantial uncertainty whatever the precipitation gauge's position.

During the WMO (World Meteorological Organization) Solid Precipitation Measurement Intercomparison Project (Goodison et al., 1998), automatic precipitation gauges, including weighing and tipping bucket types, were tested at several evaluation stations and compared with the Double Fence Intercomparison Reference (DFIR). The intercomparison confirms that the precipitation measurements must be adjusted for wetting loss, evaporation loss and for wind-induced undercatch before the actual precipitation at the ground level can be estimated. Wind is the most important environmental factor contributing to the systematic underestimation of the solid precipitation amount; the amount of

* Corresponding author at: Irstea, UR ETNA, F-38402 St-Martin-d'Hères, France.
E-mail address: florence.naaim@irstea.fr (F. Naaïm-Bouvet).

underestimation depends on the terminal fall velocity of the particles and the aerodynamic properties of the gauges. At 6 ms^{-1} catch efficiency can vary from -20% to -70% depending on the gauges and field configurations (Goodison et al., 1998). It is also recognized that blowing snow during a period or part of the precipitation event will affect the actual precipitation measurements, and therefore further investigation is required. Even with the DFIR, some bias could appear: One of the disadvantages of effective wind shielding is the reduction of wind speed around the precipitation gauge potentially causing blowing snow to be mistakenly measured as precipitation (Rasmussen et al., 2012). Golubev and Simonenko (1992) investigated the account of false precipitation due to drifting snow in the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison final report (Goodison et al., 1998) and concluded that wind speed higher than 4.2 ms^{-1} can result in false precipitation. Later, during a precipitation gauge intercomparison experiment under Arctic conditions (Barrow, Alaska), Sugiura et al. (2003) showed that nearly four million snow particles per second per square meter could reach a higher point near the bucket orifice height during the WMO comparison.

Nonintrusive sensors with optical or small radar devices are being evaluated, but have not been successfully calibrated for the measurement of winter precipitation at this time. Optical disdrometers were used in several studies (Bellot et al., 2011; Leonard et al., 2008). Most of them, such as the Biral VP730 and the Campbell Present Weather Sensor 100 (PWS100), detect the size distribution and the number of particles. With this information, the precipitation rate was calculated. But at the present time and without any additional treatment, they are unable to distinguish between falling and blowing snow (Bellot et al., 2011).

Radars were also used to measure snowfall (Collier and Larke, 1978; Sheppard and Joe, 2008) using a Z-R relationship, where Z is the radar reflectivity factor and R the precipitation rate. An advantage of radar is that the sampling volume is less disturbed by the instrument compared to optical disdrometers (Nešpor et al., 2000). Recently, a sensor called a hotplate precipitation gauge has been developed (Rasmussen et al., 2010). It consists of two thermally isolated, independent heated plates, one facing upward and the other downward. Precipitation rate is estimated by calculating the power required to either melt or evaporate snow or to evaporate rain on the upward-facing plate, compensated for wind effects by subtracting out the power on the lower, downward-facing plate. However, as far as we know, the influence of blowing snow, which can hit the lower plate as well as the upper one, was not evaluated for these sensors. Consequently, detection of snowfall and evaluation of solid precipitation when wind blows remains an open question.

Our objective is therefore to discriminate between blowing snow events with and without concurrent falling snow. Contrary to snowfall, snow transport is driven by wind. There is a strong relation between wind speed and drifting snow characteristics. The hypothesis tested in this study is the following: combining the anemometer and the drifting snow sensor, one can distinguish between precipitation and blowing snow events and can evaluate solid precipitation amount.

This paper is organized as follows. Section 2 introduces the two optical drifting snow sensors, the Snow Particle Sensor SPC-S7 and the Wenglors sensors (YH03PCT8 and YH08PCT8), that have already been tested for measuring precipitation. The methodology used to test the hypothesis is presented in Section 3. The signature of precipitation and blowing snow events with regard to size distribution and snow flux as a function of wind speed are identified. The estimation of “true” precipitation, which is a key parameter in our analysis, by SAFRAN modeling is introduced. Then the Col du Lac Blanc site, where optical drifting snow sensors and anemometers have been set up, is described in detail. Finally the ability of the sensors to identify and quantify the solid precipitation amount is evaluated and discussed in Section 4.

2. Blowing snow sensors and snowfall estimation

In previous studies (Leonard and Cullather, 2008; Sugiura et al., 2009) two sensors, dedicated or used for measuring drifting snow

mass flux, were tested for measuring precipitation. They are both photoelectric sensors.

2.1. Snow Particle Counter SPC-S7

The Snow Particle Counter (SPC-S7, Niigata Electric) (Fig. 1a) is an optical device (Nishimura and Nemoto, 2005). The diameter and the number of blowing snow particles are detected by their shadows on photodiode. Electric pulse signals of snow particles passing through a sampling volume ($2 \text{ mm} \times 25 \text{ mm} \times 0.5 \text{ mm}$) are sent to an analyzing logger. In this way the Snow Particle Counter detects particles between 40 and $500 \mu\text{m}$ in mean diameter. It divides them into 32 classes and records the particle number every 1 s. The SPC-S7 has a self-steering wind vane. The sampling area, perpendicular to horizontal wind vector is 50 mm^2 ($2 \text{ mm} \times 25 \text{ mm}$) (Fig. 1b). If the diameter of a snow particle is larger than the maximum diameter class, the snow particle is considered to belong to the maximum diameter class. Assuming spherical snow particles, the horizontal snow mass flux q_h is calculated as follows:

$$q_h = \sum_{d=1}^{32} q_{hD} = \frac{\sum_{d=1}^{32} n_d S_d \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_d}{2}\right)^3 \rho_p}{S \cdot t} \quad (1)$$

where q_{hD} is the horizontal snow mass flux [$\text{kgm}^{-2} \text{ s}^{-1}$] for the diameter D [m], n_d is the number of drifting snow particles of the d -th class [$\text{m}^{-2} \text{ s}^{-1}$], S the sample area [m^2], t the sample period [s], S_d is the shape factor of snow particles of the d -th class, which is the ratio of a spherical cubic volume to the snow particle cubic volume, and ρ_p the density of the drifting snow particles [kgm^{-3}]. S_d is usually assumed to be 1. Usually, the snow particles blow as individual grains, not

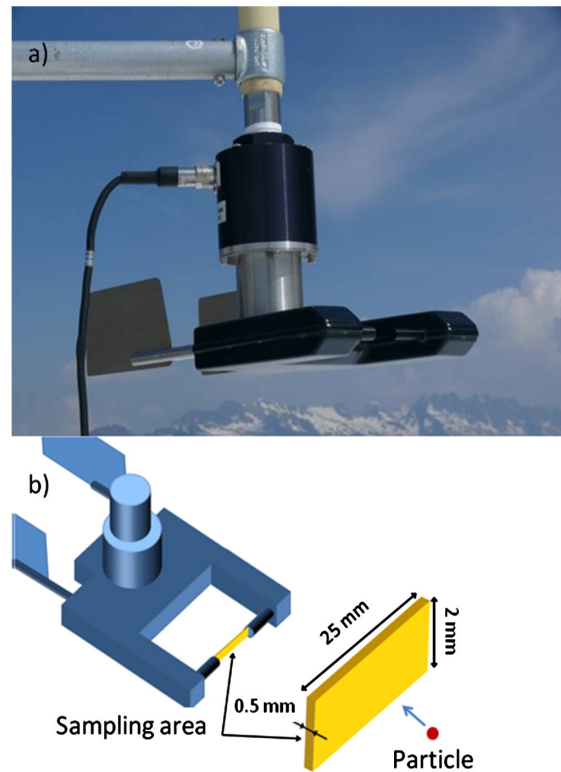


Fig. 1. a) Snow particle counter (SPC-S7) set up at Lac Blanc Pass (H. Bellot/Irstea). b) Schematic diagram of SPC-S7.

snowflakes. Thus the density is set at 917 kg m^{-3} , the same as ice (Sato and Kimura, 1991; Sato et al., 1993).

The validity of SPC-S7 measurements during a blowing snow event has been discussed and confirmed by field observations (Naaim-Bouvet et al., 2010; Sato and Kimura, 1991; Sato et al., 1993) and wind tunnel experiments (Sugiura et al., 1998). The theoretical mass flux values of snow particles with spheroid and square-pillar shapes randomly oriented in the air were estimated by Sato et al. (2005). It was shown and confirmed by experiments that the mass flux tends to be overestimated by the SPC-S7 as the degree of nonsphericity increases for spheroid-like particles and when square-pillar-like particles become thinner or elongated. In order to take this effect into account, a formulation for S_d has been proposed (Sato et al., 2005).

In a recent study (Sugiura et al., 2009) conducted in Barrow, Alaska, the SPC-S7 was tested to estimate the solid precipitation amount P .

The horizontal mass flux observed was converted into a vertical mass flux and then into a solid precipitation amount P .

$$q_{vD} = \frac{V_{D\text{vertical}}}{U_{D\text{horizontal}}} \cdot q_{hD} \quad (2)$$

$$P = \frac{\sum q_{vD}}{\rho_{\text{water}}} \quad (3)$$

where q_{vD} [$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$] is the vertical snow mass flux for the diameter D , $V_{D\text{vertical}}$ [ms^{-1}] is the vertical speed of the snow particle for the diameter D , $U_{D\text{horizontal}}$ [ms^{-1}] is the horizontal speed of the snow particle for the diameter D [m] and is assumed to be equal to the horizontal wind speed for all classes, and ρ_{water} is the water density [kg m^{-3}].

The vertical speed measured by Kajikawa (1975) was distributed over a wide range between 0.1 and 1.3 ms^{-1} , but in this study, given that the size of snow particles detected by the SPC-S7 was small, the vertical speed of snow particles was assumed to be 0.25 ms^{-1} . In a previous paper Sugiura et al. (2003) chose a mean value of 0.5 ms^{-1} , which illustrates the high variability of this parameter.

The SPC-estimated precipitation measurements were compared with a DFIR, presented in the introduction. The corrections proposed by the WMO for wind, wetting, and evaporation losses and trace amounts were applied. SPC-S7-estimated precipitation measurements correlated well with the corrected DFIR measurements, but it must be pointed out that 1 day with particle counts larger than 0.667 mm (the maximum diameter that can be measured by the SPC-S7 in this study) was removed from the regression equation. The SPC-S7 was able to detect a small amount of precipitation undetected by the DFIR. However, Sugiura et al. (2009) concluded that better SPC-S7-estimated precipitation requires an accurate relation between snow particle velocity and S_d (shape factor – see Eq. (1)).

Studies in precipitation physics have shown that the terminal fall velocity of snowflakes depends on their size and shape, which in turn depends on the temperature, degree of snow crystal aggregation, degree of riming, and so on, as summarized by Hogan (1993), Harimaya et al. (2000, 2004). The SPC-S7 gives no information on particle shape but a relatively accurate description of particle size distribution. The particle size distribution can be used to calculate $V_{D\text{vertical}}$, i.e., the mean particle terminal fall velocity for each diameter D class $U_F(D)$. The procedure to estimate the particle fall speed is given below (Eq. (4)). $U_F(D)$ follows a quadratic equation derived by Dover (1993) based on a balance between the gravitational force acting on a spherical particle and the drag force using the drag coefficient proposed by Carrier (1953):

$$U_F(D) = -\frac{A}{D} + \sqrt{\left(\frac{A}{D}\right)^2 + B \cdot D} \quad \text{with} \quad A = \frac{6.203 \cdot \nu_{\text{air}}}{4} \quad \text{and} \quad B = \frac{5.516 \rho_{\text{ice}}}{8 \rho_{\text{air}}} \quad (4)$$

with ρ_{ice} ice density [kg m^{-3}], ρ_{air} air density [kg m^{-3}], and ν_{air} air viscosity [$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$].

This formulation obtained for spherical particles is probably more suited to blowing snow particles. It was initially developed for a particle falling through still air, but Lee (1975) showed that it gives reasonable estimates for fall speed of blowing snow in turbulent air and later used by Vionnet et al. (2014) when simulating wind-induced snow transport in alpine terrain. With this formulation, a velocity of 0.25 ms^{-1} is obtained for a diameter of $89 \mu\text{m}$ and a velocity of 0.5 ms^{-1} is obtained for a diameter of $151 \mu\text{m}$.

2.2. Wenglor sensors

The Wenglor sensors (YH03PCT8 and YH08PCT8), referred to as Wenglor hereafter, consist of an optical sensor with a laser (655 nm), and a switching circuit (Fig. 2). When a particle passes through the 0.6-mm -diameter, 30-mm -long (80 mm depending on the model) laser beam, the sensor outputs a digital signal that is recorded on a data logger. It was designed for quality control in manufacturing lines. The characteristics of this sensor are detailed by Hugenholtz and Barchyn (2011). This sensor is not capable of size discrimination and the minimum observable diameter specified by the manufacturer is $40\text{--}45 \mu\text{m}$ (Hugenholtz and Barchyn, 2011; Leonard and Cullather, 2008).

As far as we know, Leonard and Cullather (2008) were the first to propose and test the Wenglor commercial particle counter for studying snowfall (Leonard and Cullather, 2008) and drifting snow threshold velocity (Leonard et al., 2011). At the same time, the performance of the Wenglor was also evaluated for measuring aeolian sand transport (Hugenholtz and Barchyn, 2011; Sherman et al., 2011) and then used for studying high-frequency sediment transport (Davidson-Arnott et al., 2012).

Wenglor performance is quite robust for resolving snow drift and sand transport under dry conditions, but lens contamination from

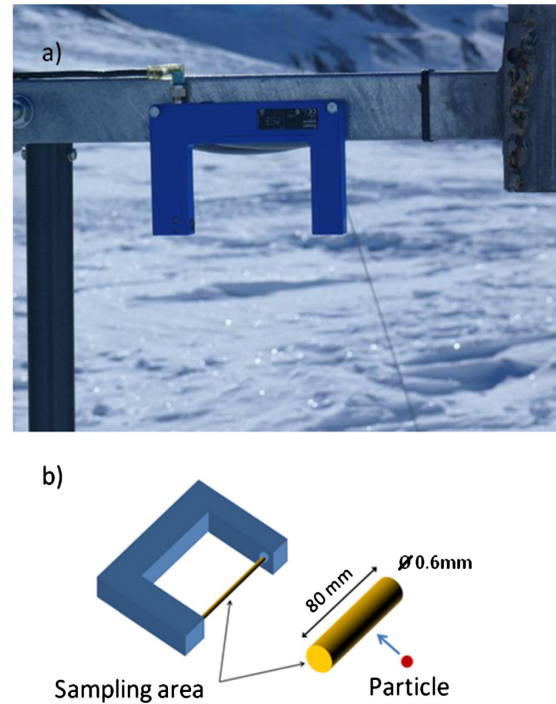


Fig. 2. a) Wenglor sensor deployed at Lac Blanc Pass (H. Bellot/Irstea). b) Schematic diagram of Wenglor sensors.

adhesion of sand grains on the sensor after rainfall caused problems. Saturation can occur when multiple particles overlap, resulting in a shadow that will be recorded as only one count. An approximately linear response has been observed with typical sand mass concentration (Hugenholtz and Barchyn, 2011). However, to convert particle counts to absolute mass flux further extensive investigations are still needed. Uncertainties remain concerning the minimum diameter detected by the Wenglor: it ranges from 45 μm (according to the manufacturer) to 230 μm (Leonard et al., 2011) with an intermediate value of 100 μm proposed by Savelyev (personal communication, 2007, quoted by Leonard and Cullather, 2008). Nevertheless, the particle size detection threshold of the Wenglor is too coarse to see very fine blowing particles.

Leonard and Cullather (2008) also calculated precipitation mass flux based on the observed snow counts using a Wenglor sensor mounted 30 m above sea level during research cruises in Antarctica using the following relationship.

$$P = \sum \frac{\rho_{\text{snow}} n_d \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3}{\rho_{\text{water}} \left(\frac{\pi}{4} \delta + \frac{D}{2}\right) \cdot L} \quad (5)$$

where δ and L are the fixed diameter [m] and length [m] of the particle's counter beam and $\rho_{\text{snow}} = 450 \text{ kg m}^{-3}$ (Leonard and Cullather (2008)).

The undetected fraction of the size distribution is added as a percentage of the calculated mass flux. Therefore, some assumptions concerning size distribution of precipitation and the minimum observable diameter must be made.

At first sight, the Wenglor sensor seems to be much less efficient and sophisticated than the SPC-S7, but the main advantages of the Wenglor are its relative durability, sensitivity, consistency, high-resolution measurement capabilities, low cost, and low power requirement, which is essential in Antarctica. The low cost of the Wenglor could encourage widespread adoption of this device for automatic weather stations, explaining why it was also relevant to test the ability of this type of sensor to distinguish between snow particles precipitated from clouds and those remobilized from the snow surface in windy conditions.

3. Methodology

3.1. Precipitation and blowing snow event signatures

Once the sensors have been chosen, it is necessary to clearly identify the physical characteristics that distinguish between precipitation and blowing snow. In this way we hope first to be able to recognize the signal coming from the sensors as a result of snowfall and the signal from blowing snow, and second to calculate the precipitation amount. The key question is therefore: what are the signatures of a snowfall event and a blowing snow event?

- 1) First, during precipitation, the logarithms of the snowflake diameters (D is the diameter of the confining circle) are in general normally distributed (Hogan, 1993). The standard deviation and mean radius characterize the distribution. In the data compiled by Hogan (1993), the geometric standard deviation is constrained by 1.2 and 2.4, but 1.4–2 is the most frequent range of values, and the mean diameter ranged roughly from 20 μm to 200 μm .
- 2) Second, during a blowing snow event without concurrent precipitation, it is known that:
 - (a) the size distribution of snow particles at a specific height can be accurately approximated by means of the two-parameter gamma probability density function (e.g., Budd et al., 1966; Dover, 1993; Gordon and Taylor, 2009; Nishimura and Nemoto, 2005).

$$f(D) = \frac{D^{\alpha-1}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \exp\left(-\frac{\beta}{D}\right) \quad (6)$$

D denotes the particle diameter [m], α is the shape parameter determining the skewness, and β is the scale parameter determining the width/scale of the distribution. $\alpha\beta$ is equal to the mean and $\alpha\beta^2$ is equal to the variance.

- (b) At a given height, the drifting snow flux in the suspension layer can be approximated by a power law of the wind speed.

According to the diffusion theory of snowdrift, it is possible to express drift density [kg m^{-3}] as a function of height or wind velocity (Radok, 1977).

$$n_z = n_z \left(\frac{z}{z_0}\right)^{-\frac{u_*}{u_{*c}}} \quad (7)$$

and therefore

$$n_z = n_z \exp\left[\left\{-\left(\frac{u_*}{u_{*c}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right\} v_z^{-1}\right] \quad (8)$$

K is von Karman's constant, u_* the friction velocity [ms^{-1}], z_0 is the roughness length [m], Z is a reference level [m], n_z the drifting snow density [kg m^{-3}] at the reference level, U_F the particle fall velocity [ms^{-1}], and v_z the wind velocity [ms^{-1}] at the reference level, and therefore the particle velocity at the height z , $n_z(v_z)$ can be represented with practically the same precision by one of the popular power laws (Radok, 1977):

$$n_z = a v_z^\gamma \quad (9)$$

which leads to:

$$q_v = a v_z^{\gamma+1} \quad (10)$$

where q_v is the horizontal snow flux [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$], a is a function of height.

- (c) at a given height, larger particles are carried aloft at a higher wind speed, as suggested by Budd et al. (1966).
- (d) at given wind speed, the diameter of snow particles decreases as the elevation above the snow increases, as shown by Budd et al. (1966), Nishimura and Nemoto (2005) and Schmidt (1982).

3.2. The true snowfall amount

To test the ability of a photoelectric sensor to identify snowfall and to give an estimate of precipitation, it is first necessary to know the true snowfall amount. The third WMO international intercomparison decided to use the DFIR as an international reference standard (Goodison et al., 1998). This approach could be advantageous and is necessary for further investigation, but even in this case, blowing snow could affect true precipitation and lead to an overestimation bias of precipitation measured by a gauge (Sugiura et al., 2003); therefore for the present feasibility study we chose an indirect estimate of solid precipitation: SAFRAN modeling (Durand et al., 1993) provides a set of calculated meteorological parameters, including precipitation, that are considered relevant for the forecast of avalanche hazard in mountainous regions using all the data available around these analysis points. SAFRAN is a spatialization application ("objective analysis software" in meteorological terms) that combines a priori information from a large-scale numerical weather prediction model with ground and upper level observations and performs a downscaling at the massif scale in order to provide the best possible estimate of the ground meteorological conditions in French mountainous regions. SAFRAN's specifications are to provide hourly data automatically for 300-m elevation increments on six aspects (N, E, W, S, SE, SW) of the 23 main massifs in the French Alps. The main assumption is that the homogeneity of each massif allows spatial interpolations for both altitude and aspect in the final analyzed result. However, this does not imply that every massif is isolated;

on the contrary, there are statistically modeled exchanges of information between all points involved (analyzed and observed) by means of different statistical parameters (variances and correlations). SAFRAN has been widely validated and used in the field of snow and avalanche research (Durand et al., 1999; Naaim et al., 2013), hydrology (Habets et al., 2008; Quintana-Seguí et al., 2008), alpine glacier mass balance (Gerbaux et al., 2005) and climatology (Durand et al., 2009; Rousselot et al., 2012).

Moreover, as there is less precipitation from convection in the winter season, we assume that the precipitation amounts given by SAFRAN are a better estimation for our study than the measurements that are greatly influenced by wind at the experimental site.

3.3. Experimental site

Lac Blanc Pass (French Alps) is a large north–south-oriented pass located at 2720 m a.s.l., near the Alpe d'Huez ski resort in France. It consists of relatively flat terrain over a length of about 300 m where blowing snow has been studied for 25 years by Irstea (formerly Cemagref) and Météo France. This area is windy throughout the year. Due to surrounding topography, 90% of observed winds blow from the northeast or the south. It was shown from a database including 10 years of records created by Météo France (Vionnet et al., 2013) that snow transport is observed 10% of the time in winter and occurs with concurrent falling snow 37% of the time. In this database, periods of snow transport are identified at an hourly time step using an expert method described below. Erosion and accumulation of snow are analyzed on the recordings from the snow depth sensor. The difference between the maximum and minimum snow depth sensor values is also computed at each time step. Snow particles in motion between the sensor and the snowpack create interferences in the ultrasonic signal of the depth sensor. In daylight and when the sky is clear, records from a webcam set up on the spot completed the analysis. Only events of lasting more than 4 h are recorded in the database. Then the database makes the distinction between:

- blowing snow events with concurrent falling snow;
- blowing snow events with only ground snow transport.

Precipitation is estimated from SAFRAN, but only snowfall higher than 5 mm snow water equivalent over the period is taken into account. This method is referred to as an expert method.

Thus, Lac Blanc Pass is windy, subject to numerous snowfalls and blowing snow events, has been studied for many years, and therefore has appropriate logistics. Lac Blanc Pass is therefore particularly well suited to test the ability of photoelectric sensors to identify snowfall in windy and blowing snow conditions.

The measurements presented here were taken during winters 2010–2011 and 2011–2012. Three Snow Particle Counters SPC-S7s (Fig. 3) were installed on a mast. One SPC-S7 was set up at a fixed position (4.4 m above the ground). Two more were set up near the snow-pack surface, 1 m apart. These two SPC-S7s and two cup anemometers set up at the same height could be raised manually when the snow depth increased and risked burying the sensors. A snow depth sensor (Fig. 4) that measures the exact position of the SPC-S7 above the snow-pack and a heated ultrasonic anemometer (Fig. 4) supplemented these devices.

The Wenglor and the SPC-S7 were compared in a side-by-side deployment (Fig. 3) during winter 2011–2012. The data presented below (from 2 February 2012 to 29 February 2012) are a subset of the 2011–2012 winter season experimental period for which Wenglors and SPC-S7s were set up exactly at the same height above the snow surface, as shown in Fig. 3. The smaller YH03PCT08 was set up near the ground and the larger YH08PCT08 was mounted at a fixed distance 1 m above. The Wenglors were not mounted on a wind vane, contrary to the SPC-S7s. They were set up for a north or south prevailing wind. When wind blew from another direction, the data were rejected. The Wenglors and SPC-S7s were 1.8 m apart. The switching threshold of the Wenglor sensor can be adjusted manually on the back of the sensor body, as explained in Hugenholz and Barchyn (2011), by blocking the laser with an object representing the minimum desired particle size. We used a wire 30 μm in diameter (the smallest possible), giving a cross-sectional area of 600 μm and a minimum spherical particle size of 175 μm . It must be noted that precise positioning of a wire in the center of the beam is delicate.

A SOCRIMA heated precipitation gauge, which is a tipping bucket type (the collection area of this heated gauge is 400 cm^2 with a resolution of 0.2 mm) was set up approximately 50 m south of the SPC-S7,

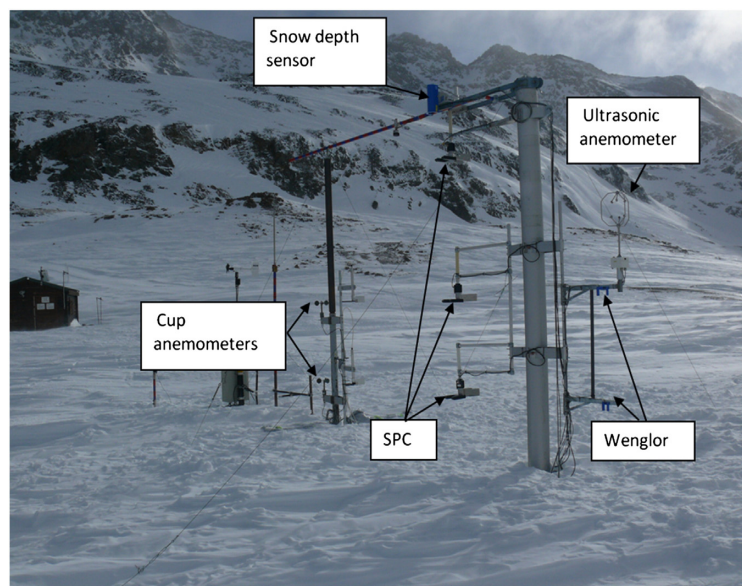


Fig. 3. Sensors deployed at Lac Blanc Pass during the 2011–2012 winter season used to obtain the measurements presented herein (H. Bellot/Irstea).



Fig. 4. Ultrasonic anemometer and snow-depth sensor (Jenoptik) (H.Bellot/Irstea).

10 m above the ground. In the Grandes Rousses range, where Lac Blanc Pass is located, SAFRAN uses precipitation measurements from six wind-sheltered stations covering the elevation range of 730–2350 m.

4. Results

4.1. Snow Particle Counter SPC-S7

The data presented below are a subset of the 2010–2011 winter season experimental period during which all sensors functioned without

any discontinuity. From 25 January 2011 to 30 March 2011 (1564 h), SPC-S7 and wind measurements were analyzed to distinguish between:

- falling snow with or without blowing snow
- blowing snow without falling snow.

Hereafter this method will be referred to as the SPC method.

4.1.1. Signature of blowing snow and falling snow events

Nishimura and Nemoto (2005) showed that a Snow Particle Counter (SPC-S7) can be used to evaluate precipitation because in this case a bi-modal distribution, which is a combination of size distribution due to snowfall and blowing snow (Eq. (6)), may appear. This bi-modal distribution clearly appeared when the number of blowing snow particles and falling snow particles had the same order of magnitude (Fig. 5a; 3.1 m). However, the blowing snow flux decreases exponentially with height and increases with wind, whereas the snow precipitation does not depend on wind. Therefore, depending on the height, the wind speed, and the snow particle size, the snowfall contributions can be hidden behind the large contribution of blowing snow particles (Fig. 5a; 1 m) or vice-versa (Fig. 5a; 9.6 m).

It is not always easy to detect the bi-modal distribution in our data collected at Lac Blanc Pass (Fig. 5b), even if several heights are investigated. That is why we used a concomitant analysis of the snow flux, mean diameter, and wind speed to detect blowing snow events with and without precipitation and to evaluate solid precipitation.

When snow particles are detected by the SPC-S7, a 10-min average horizontal snow mass flux is first calculated and then plotted as function of the average wind speed over 10 min. For particular events (Fig. 6), it seems possible to identify a power law that is characteristic of a blowing snow event without concurrent snowfall (Eq. (10)). In such cases, we consider this particular event to be a “drifting snow without concurrent snowfall” event. Otherwise we consider that snowfall occurs. A “snowfall” event is easier to detect in the highest layers since the relative proportion of the particles due to snow in snowfall is greater (Fig. 6), but at

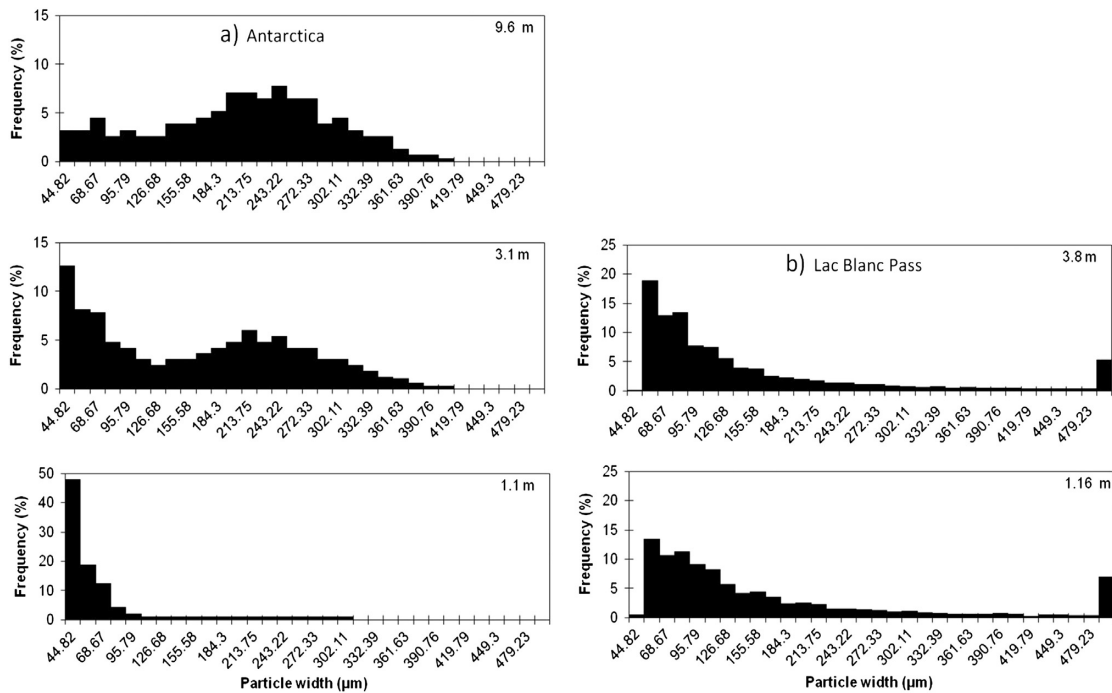


Fig. 5. a) Particle diameter distributions measured during blowing snow event with snowfall in Antarctica; Nishimura and Nemoto (2005) b) 10-min average particle diameter distributions measured during a blowing snow event with snowfall: 27 Feb 2011 12 h 20 – Wind speed 9 m s^{-1} .

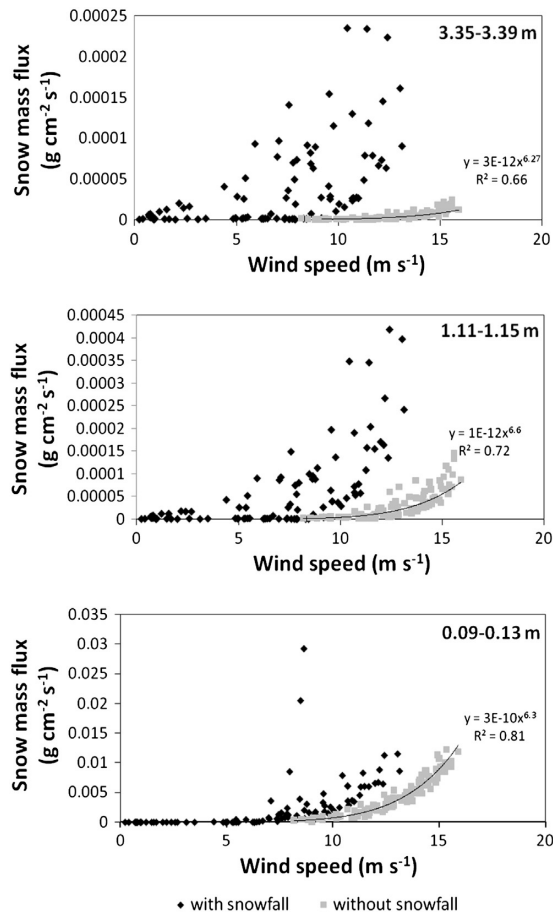


Fig. 6. 10-min average horizontal snow mass flux at a height of 0.11 m, 1.13 m and 3.37 m plotted against 10-min average wind velocity from 22 (1 h 50) to 23 (17 h 10) February 2011 approximately.

a high wind speed snowfall can still be hidden by the large number of particles removed from the ground.

It must be noted that the data are considered in their entirety: for a given 10-min average data set, analysis of the previous and following periods is taken into account. A sudden snowfall lasting only 10 min in a long period of drifting snow without concurrent snowfall is rejected.

The precise boundary between two consecutive events is difficult to determine. In this case, additional characteristic features, as described in Section 3.1, are used:

- mean snow particle diameters are plotted against wind velocity (Fig. 7): if the diameter does not increase in relation to wind velocity, a snowfall event is detected.
- mean snow particle diameters are plotted against height: if the diameter does not increase in relation to height, a snowfall event is detected.

4.1.2. Detection of snowfall and blowing snow events

Periods of blowing snow and falling snow events were identified with the SPC method and the results obtained were compared with data stemming from the heated precipitation gauge, with the independent database of blowing snow events with or without falling snow obtained by the expert system developed by Météo France at the same experimental site, and with SAFRAN modeling output for the amount

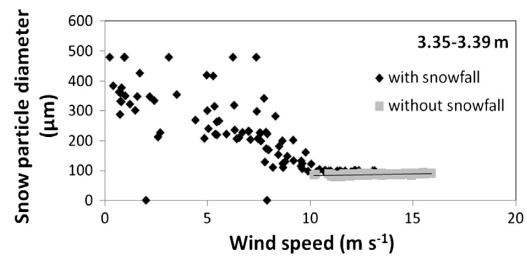


Fig. 7. 10-min average snow particle diameter at a height of 3.37 m plotted against 10-min average wind velocity from 22 (1 h 50) to 23 (17 h 10) February 2011.

of precipitation. The snow particle sensors are very sensitive and return a signal even if only one snowflake crosses the sampling area: the SPC-S7 is able to detect trace precipitation. Therefore, we chose arbitrary threshold values below which snow flux (for blowing snow) or snow concentration (for snowfall) are considered to be negligible (120 particles/cm²/min for the lowest SPC-S7 or 20 particles/cm²/min for the highest SPC-S7) to distinguish between large and small events. The results obtained are summarized in Table 1.

In total, 68 h of snowfall (corresponding to 58 mm, i.e., half of the total precipitation amount) modeled by SAFRAN was not taken into account by the expert model due to the chosen thresholds (only events lasting longer than 4 h and total snowfall greater than 5 mm snow water equivalent over the period).

As expected, SOCRIMA gauge-measured precipitations were underestimated: there is one order of magnitude between the results obtained. This is probably mainly due to the strong wind: during snowfall events, the maximum recorded wind speed was 15.5 ms⁻¹. Nevertheless, 5 h of snowfall detected by the precipitation gauge was not detected by the SPC method or the SAFRAN model, which only appeared during drifting snow events for high wind speed (approximately 16 ms⁻¹). This may be due to the effects of wind-induced oscillation provoking false tips of the gauge or to the ability of the gauge to catch blowing snow.

All snowfall events estimated by SAFRAN were detected by the SPC method. Nevertheless, it must be pointed out that the SPC-S7, which detects each particle, is able to identify trace precipitation: if only one snowflake passes through the sampling area of the SPC-S7 over 1 h, 1 h of snowfall is considered, which is why, during the studied period, 512 h of snowfall was identified by the SPC method and only 128 h was simulated by SAFRAN. If the chosen threshold (20 particles/cm²/min for the highest SPC-S7) is applied, then the duration of 512 h becomes 348 h.

The SPC method detected every blowing snow event without concurrent snowfall compared to the expert method, which missed low-intensity events, as previously observed (Vionnet et al., 2013). However, the differences are not significant and it is usually the beginning and end of the event that are missed by expert method. Applying a threshold of 120 particles/cm²/min for the lowest SPC-S7 led to similar results for the SPC method and the expert method.

Due to the chosen thresholds for the expert method (events lasting longer than 4 h and total snowfall greater than 5 mm snow water equivalent over the period), 14 h of a blowing snow event without concurrent snowfall detected by the expert method occurred during the snowfall event modeled by SAFRAN.

Furthermore the SPC method performed better than the expert method in determining the occurrence of drifting snow without concurrent snowfall: no false alarm (snowfall modeled by SAFRAN) was detected in the present case.

In conclusion, the SPC-S7, if used with an anemometer, was able to distinguish between a falling snow event and a blowing snow event. It provided better results in measuring the occurrence of precipitation than those obtained with the traditional collecting precipitation gauge and

Table 1

Percentage of time when falling snow or blowing snow with concurrent snowfall events was recorded from 25 January 2011 to 30 March 2011 according to the different methods and percentage of time when blowing snow without concurrent snowfall was recorded from 25 January 2011 to 30 March 2011 according to the different methods.

	SPC method (without threshold)	SPC method (with threshold)	Expert method	SOCRIMA Sensor	SAFRAN modeling
Percentage of time when falling snow or blowing snow with concurrent snowfall events was recorded over the period	32%	22%	4.2% (total amount: 62 mm)	4.5% (total amount: 16.4 mm)	8.2% (total amount: 120 mm)
Percentage of time when blowing snow without concurrent snowfall events was recorded over the period	10%	9%	8.8%	Not available	Not available

detected small snowfall events (trace precipitation), which were not taken into account by SAFRAN. Nevertheless, we identified two main potential limitations for the detection of snowfall during blowing snow events with the SPC method.

If cup anemometers are used to measure wind speed, icing may lead to a misinterpretation: there is no longer a connection between wind data and snow flux (Eq. (9)) so that a nonexistent snowfall can be detected during a blowing snow event. This is not the case in the present study since we used a heated ultrasonic anemometer.

Real snowfall can be hidden by the high number of particles removed from the ground at a high wind speed. In the present case (Fig. 8), since snowfall seemed to systematically disappear above 14 m/s, there may be methodological bias. There is still some doubt about the conclusion. To overcome this difficulty, the SPC-S7 can be set up at a higher position since, in this case, the relative proportion of the particles due to snowfall will increase.

Once the effectiveness of the SPC method in identifying a snowfall event is shown, we can then move on to the next step: the estimation of solid precipitation.

4.1.3. Solid precipitation measurements

First, two periods with snowfall and low wind speed were identified: in this case drifting snow did not occur 3.4 m above the snow surface and the highest SPC-S7 was used. As expected in our study area, the particle size of the precipitation was greater than that found in the Arctic. Precipitations were characterized by a considerable proportion of particles larger than 0.5 mm. The methodology proposed by Sugiura et al. (1998) (see Eqs. (2) and (3)) was applied, but terminal fall velocity was calculated according to Eq. (4) for each particle class. The results were compared with the values obtained by measurements and SAFRAN modeling (Table 2).

We can conclude from these cases that the order of magnitude of the precipitation amount calculated from the SPC-S7 data using Eq. (3) is correct, which is surprising when taking into account the approximations made. There are probably several offsetting effects:

- Overestimation of particle fall speed (a spherical shape is assumed), which leads to an overestimation of solid precipitation amount P ;
- Underestimation of particle diameter greater than 483 μm (if the snow particle diameter is larger than 483 μm , the snow particle is considered to have a diameter of 483 μm by the SPC-S7), which leads to an underestimation of the solid precipitation amount P ;

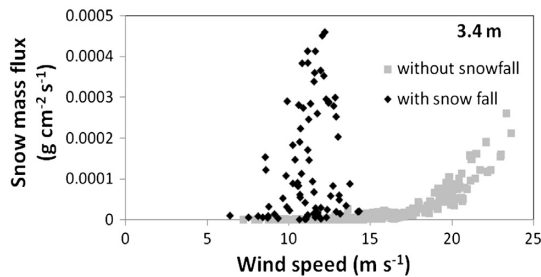


Fig. 8. 10-min average horizontal snow mass flux at a height of 3.4 m plotted against 10-min average wind velocity from 22 (23 h 20) to 26 February (10 h 30) 2011.

- The ability of the sensor to measure precipitation traces, which should lead to higher values than those estimated by SAFRAN.

If this method is applied to all events for the whole period without subtracting horizontal remobilized snow flux, 167 mm of solid precipitation amount is obtained, which is quite close to the 120 mm estimated from SAFRAN; nevertheless, it seems to show that blowing snow must be taken into account. In this case, it is necessary to subtract the remobilized snow flux from the total snow flux.

Combining Eqs. (2) and (3) leads to the following formulation:

$$P = \frac{\sum q_{vD}}{\rho_{\text{water}}} - \frac{V_{\text{Dvertical}}}{\rho_{\text{water}} U_{\text{Dhorizontal}}} \cdot q_z \quad (11)$$

where q_z is the horizontal snow flux [$\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$] due to drifting snow. It is related to the wind speed through a power law (Eq. (10)) that can be determined experimentally only if a drifting snow event can be identified just after the snowfall event considered.

Consequently, three periods with snowfall and drifting snow preceding a period of drifting snow without snowfall were identified and solid precipitation amounts were calculated using Eq. (11) (Table 3). Since the snow particle size distribution precipitated from clouds cannot be isolated from the snow particle size distribution remobilized from the snow surface, an additional assumption concerning the mean diameter, i.e., the fall velocity, of precipitated snow must be made. On the basis of results presented in Table 2, $V_{\text{Dvertical}}$ is assumed to be 0.9 ms^{-1} , corresponding to a mean diameter of 0.240 mm. The alternative is to calculate the mean diameter for a wind speed lower than 6 ms^{-1} during the event, if possible.

At 3.4 m and for a wind speed less than 9 ms^{-1} , the proportion of horizontal snow flux coming from remobilized snow is still low (less than 1%) but could reach 20% at 11 ms^{-1} .

There is some discrepancy in the results compared with SAFRAN precipitation. In two cases the order of magnitude is similar but for the third one, at relatively low velocity, the value stemming from the SPC-S7 is ten times higher than SAFRAN-estimated precipitation.

The precipitation amount is highly dependent on the mean diameter of falling snow, a poorly known variable in our experimental site. In conclusion, given the many uncertainties, the amounts of SAFRAN-estimated precipitation and SPC-S7-estimated precipitation are in reasonable agreement. Nevertheless, significance cannot be obtained from the small number of events.

4.2. The Wenglor sensors

The Wenglor sensors have never been compared with more sophisticated photoelectric sensors capable of particle-size discrimination such as the SPC-S7. Since the SPC-S7 has a smaller particle-size detection threshold than the Wenglor, such experiments can determine the minimum diameter detected by Wenglor. Grain counts must first be normalized by the sensor's area and sample duration (10 min in the present study) so that the different sensor areas can be compared. The laser beam of the Wenglor is a cylinder. Contrary to the SPC-S7, the sampling area perpendicular to the wind vector remains the same regardless of the wind vector. Therefore, the comparison with the SPC-S7 is only valid for a horizontal particle speed (wind speed) much greater

Table 2

Solid precipitation estimate during snowfall at low wind speed according to different methods.

Period	Mean wind speed (m.s ⁻¹)	Duration (h)	Mean diameter (μm)	% particles with a diameter equal to or greater than 0.486 μm	SOCRIMA gauge-estimated precipitation (mm)	SPC-estimated precipitation (mm)	SAFRAN-estimated precipitation (mm)
From 19 Feb 2011 16 h 00 to 20 Feb 2011 22 h 00	4.1	30	252	19	1.6	10.23	8.36
From 16 March 2011 14 h 00 to 17 March 2011 7 h 00	3.2	17	238	7.5	1.8	20.4	26.8

Table 3

Solid precipitation estimate during blowing snow event according to different methods.

Period	Mean wind speed (m.s ⁻¹)	Duration (h)	Mean diameter (μm) for speed <6 m.s ⁻¹	Mean diameter (μm)	% particles with a diameter equal to or greater than 0.486 μm	SOCRIMA gauge-estimated precipitation (mm)	Horizontal precipitation snow flux/horizontal total snow flux (%)	SPC-estimated precipitation (mm)	SAFRAN-estimated precipitation (mm)
From 22 Feb 2011 1 h 50 to 22 Feb 2011 21 h 40	6.8	4.2	300	107	1.9	0	99	2.5 (if we consider a mean particle diameter of 240 μm) 3.1 (if we consider a mean particle diameter of 300 μm)	0.24
From 23 Feb 2011 23 h 30 to 24 Feb 2011 12 h 30	11.2	13	–	144	2	0	79	4.24	4.94
From 17 March 2011 17 h 30 to 18 March 2011 3 h 30	8.2	10	166	147	2.8	1.8	99.9	5.99 (if we consider a mean particle diameter of 240 μm) 3.86 (if we consider a mean particle diameter of 166 μm)	2.25

than the vertical speed (fall velocity). We rejected the data set with wind velocity less than 6 m s⁻¹ in order to fulfill these conditions. We also rejected the data set with negligible snow flux (below 20 particles cm² min⁻¹ for the Wenglor sensor). Then the normalized grain number in each SPC-S7 class must be added (from the largest to the smallest class) until the Wenglor normalized grain number is reached. The lower limit of this class can be considered as the minimum diameter detected by the Wenglor. This was done during the month of measurements presented here. It appears (Fig. 9) that 206 μm is the most frequent class, which is fairly close to the threshold calculated by Leonard et al. (2011) (224 μm and 230 μm) for a Wenglor sensor whose sensitivity was left at the factory default setting (this threshold should permit recognition of a particle with a diameter of 40 μm according to the manufacturers).

The proportion of deployment time when blowing snow or falling snow was detected by each sensor is as follows: the Wenglor (31.9% of deployment (260 h and 30 min) and the SPC-S7 (40.4% of deployment (260 h and 30 min)). The SPC-S7 detected drifting snow more frequently than the Wenglor, which was expected given the lower spatial

resolution of the Wenglor (the minimum diameter detected by the Wenglor is around 200 μm). For the same reason, the Wenglor also recorded fewer particles. It should be remembered that the sampling areas of the two sensors are similar (48 mm² for YH08PCT08 and 50 mm² for SPC-S7) when considering a horizontal snow flux.

During a blowing snow event without concurrent snowfall, we observed a linear relationship between the Wenglor particle count and the snow mass flux measured by the SPC-S7 (Fig. 10).

When sensors detected snow particles from clouds, the data seem to be more scattered (Fig. 11).

Thus, the shapes of the curves linking wind speed to particle count and wind speed to snow mass flux are similar (Fig. 12). A similar analysis to those presented in Section 4.1.1 can be done with Wenglor sensors, but we have to keep in mind that additional information concerning the snow particle diameter is no longer available and could be less accurate. Nevertheless, for the period chosen (February 2012) at Lac Blanc Pass, the analyses of the SPC-S7 and the Wenglors lead to the same conclusions or at least, the trends appear similar.

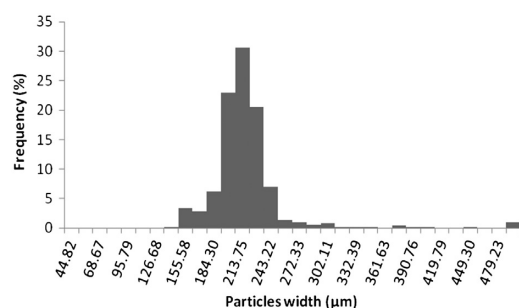


Fig. 9. Particle size detection threshold of YH08PCT08 estimated by the SPC from 2 to 29 February 2012 for $U > 6$ m s⁻¹ and Wenglor sensor's particle flux >20 particles cm⁻² min⁻¹.

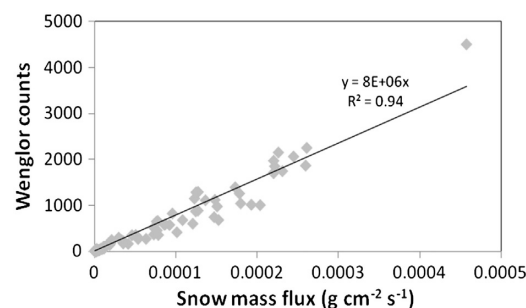


Fig. 10. 10-min particle counts measured by the Wenglor sensor at a height of 1.65 m plotted against 10-min average snow mass flux at the same height from 9 (11 h 59) to 10 February (4 h 39) 2012.

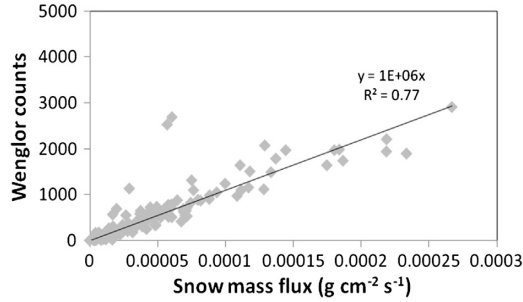


Fig. 11. 10-min particle counts measured by the Wenglor sensor at a height of 1.65 m plotted against 10-min average snow mass flux at the same height from 7 (9 h 10) to 8 February (13 h 40) 2012.

When testing the ability of the Wenglor to evaluate the precipitation amount, Leonard and Cullather (2008) concluded that such measurements cannot be claimed to accurately represent the actual precipitation: determining the size distribution of falling snow using conventional methods is a prerequisite. This is even more true in our case for the following reasons:

- The calculation made by Leonard and Cullather (2008) assumes a minimum observable diameter of 100 μm . The minimum diameter we measured was 208 μm . Consequently, the undetected fraction

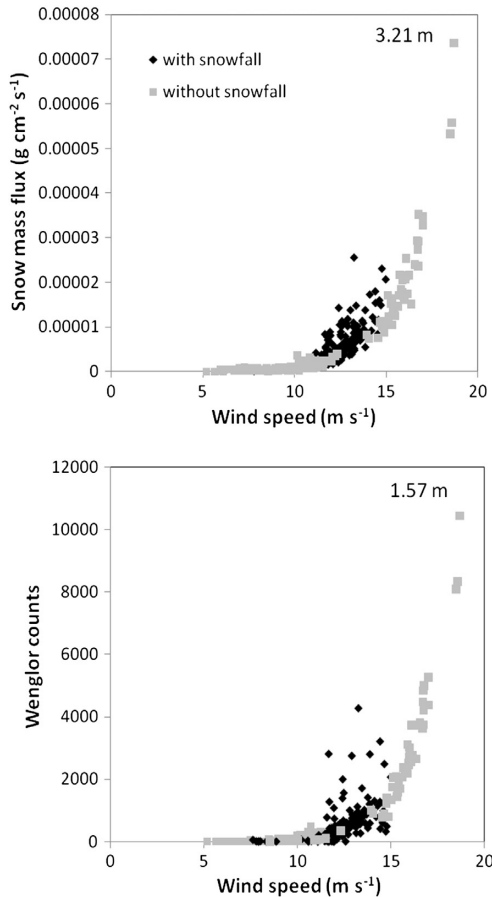


Fig. 12. 10-min average horizontal snow mass flux measured by SPC-S7 and 10-min particle counts measured by the Wenglor sensor plotted against wind velocity from 4 (18 h 00) to 7 (4 h 50) February 2012.

of size distribution, which is added as a percentage of the calculated mass flux, increases, leading to greater uncertainty.

- We need to determine the snowfall velocity, an additional unknown. Indeed the use of Eq. (6) implies that the horizontal velocity is much smaller than the fall velocity, which is not the case here and Eq. (6) must be modified.

$$P = \sum \frac{\rho_{\text{snow}} n_d \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3}{\rho_{\text{water}} \left(\frac{\pi}{4} \delta + \frac{D}{2}\right) * L \sqrt{1 + \left(\frac{U_{\text{horizontal}}}{U_{\text{vertical}}}\right)^2}} \quad (12)$$

For all these reasons, we chose to postpone the calculation of precipitation mass flux by the Wenglor to coming winter seasons after studying the particle-size distribution of precipitating snow.

In conclusion, when wind data were available, the Wenglor sensor efficiently identified snowfall events even during a drifting snow event, but we consider it to be premature to estimate the solid precipitation amount using this sensor.

5. Conclusions and perspectives

We hypothesized that the analysis of snow flux using photoelectric sensors as function of wind speed can discriminate between blowing snow events with and without precipitation and estimate solid precipitation. The proposed method was evaluated using a data set obtained at Lac Blanc Pass in the French Alps and was compared with an independent database of blowing snow events with or without falling snow obtained by Météo France at the same experimental site, data stemming from heated precipitation gauge and SAFRAN modeling output for the amount of precipitation.

It was shown that drifting snow photoelectric sensors, the SPC-S7 as well as the Wenglor, can distinguish between a falling snow event and a blowing snow event without snowfall for moderate wind speeds and can detect traces of precipitation. Nevertheless, real snowfall can be hidden by the great number of particles removed from the ground at a high wind speed. To overcome this difficulty, we suggest setting up sensors at a higher position. The higher the sensor is, the easier it is to distinguish the two processes.

Results regarding the estimation of solid precipitation were less conclusive. At low wind speeds when the influence of drifting snow was limited, the order of magnitude of the precipitation amount calculated from the SPC-S7 was correct, but when drifting snow occurred there was too much uncertainty in estimating the mean fall velocity of falling snow.

It was shown that the minimum observable diameter measured by the Wenglor was around 200 μm instead of 45 μm as specified by the manufacturer. This value is relatively high regarding the snow particle size distribution. Moreover, as already concluded (Leonard and Cullather, 2008) there is an urgent need to determine the particle size distribution of precipitating snow more accurately. Simultaneous recording of snow particles sizes by the SPC-S7 and disdrometers in order to cover the whole range of particle sizes at low wind speeds could be a solution. It will be done in the framework of SPICE project (Morin et al., 2013; Qiu, 2012) at Col de Porte (Morin et al., 2012) (French Alps).

A new project on a 73-m high mast is currently being tested in order to obtain in-situ data at the French Antarctic station Dumont d'Urville. Wenglor optical forks and anemometers were set up at heights of 30, 50, and 70 m. Moreover, an SPC-S7, set up at 50 m, gives the particle size distribution and thus quantitative measurements. With these heights and the various sensors deployed, precipitation climatology studies in Adélie Land could become reality.

At the same time, experiments at Lac Blanc Pass continue. During the 2012–2013 winter season, four Wenglor sensors, including one oriented

on a rotating vane, were compared in a side-by-side deployment at different heights (from 0.1 to 3.5 m) at Lac Blanc Pass. Another Wenglor sensor and an anemometer were set up at the top of a 10-m high tower.

Acknowledgments

This work was supported by funding from the MAP3 ALCOTRA INTERREG Programme, a grant from La Région Rhône-Alpes, and from the French national INSU INEV and OSUG CENACLAM programmes. Irstea, LGGE and Météo-France are part of Labex OSUG@2020 (ANR-10-LABX-56). Logistical support in the field (Antarctica) and funding by IPEV (program CALVA 103) are acknowledged.

References

- Bellet, H., Trouvilliez, A., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C., Gallée, H., 2011. Present weather sensor tests for measuring drifting snow. *Ann. Glaciol.* 52 (58), 176–184.
- Bromwich, D.H., 1988. Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophys.* 26, 149–168.
- Budd, W.F., Dingle, W.R.J., Radok, U., 1966. The Byrd Snow drift project: Outline and basic results, in Rubin. *Stud. Antarct. Meteorol. Antarct. Res. Ser.* 9, 71–134.
- Carrier, C., 1953. On slow viscous flow. *Tech. rep.*, Office of Naval Research, Contract Nonr-653(00)/Brown University, Providence, RI.
- Collier, C.G., Larke, P.R., 1978. A case study of the measurement of snowfall by radar: An assessment of accuracy. *Quarterly journal of the Royal Meteorological Society*, 104. John Wiley & Sons, Ltd., pp. 615–662.
- Davidson-Amott, R.G.D., Bauer, B.O., Walker, I.J., Hesp, P.A., Ollerhead, J., Chapman, C., 2012. High frequency sediment transport responses on a vegetated foredune. *Earth Surf. Process. Landf.* 37, 1227–1241.
- Dover, S.E., 1993. Numerical modelling of blowing snow. (PhD thesis) Dept of Applied Maths, University of Leeds.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., Martin, E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.* 18, 65–71.
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., Martin, E., 1999. A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecast. *J. Glaciol.* 45 (151), 469–485.
- Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., Mérindol, L., 2009. Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and trends for snow cover. *J. Appl. Meteorol. Climatol. (JAMC)* 48 (12), 2487–2512.
- Gallée, H., Trouvilliez, A., Agosta, C., Genthon, C., Favier, V., Naaim-Bouvet, F., 2013. Transport of snow by the wind: A comparison between observations in Adélie Land, Antarctica, and simulations made with the regional climate model MAR. *Bound.-Layer Meteorol.* 146 (1), 133–147.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., Dedieu, J.P., 2005. Surface mass balance of glaciers in the French Alps: Distributed modelling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.* 51, 561–572.
- Golubev, V.S., Simonenko, A.Yu., 1992. Results of intercomparison of network methods for precipitation measurement in winter. *Метеорология И Гидрология* (5), 100–107 (in Russian).
- Goodison, B.E., Louie, P.Y.T., Yang, D., 1998. WMO solid precipitation measurements intercomparison final report. World Meteorological Organization instruments and observing methods report no. 67 (212 pp.).
- Gordon, M., Taylor, P.A., 2009. Measurements of blowing snow, part I: Particle size distribution, velocity, number and mass flux at Churchill, Manitoba, Canada. *Cold Reg. Sci. Technol.* 55, 63–74.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., Vienne, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res.* 113, D06113. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008548>.
- Harimaya, T., Ishida, H., Muramoto, K., 2000. Characteristics of snowflake size distributions connected with the difference of formation mechanism. *J. Meteorol. Soc.* 78 (3), 233–240.
- Harimaya, T., Kodama, H., Muramoto, K., 2004. Regional differences in snowflake size distribution. *J. Meteorol. Soc.* 82 (3), 895–903.
- Hogan, A.W., 1993. Objective estimates of airborne snow properties. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 11, 432–444.
- Hugenholtz, C.H., Barchyn, T.E., 2011. Laboratory and field performance of a laser particle counter for measuring aeolian sand transport. *J. Geophys. Res.* 116 (F01010), 13. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JF001822>.
- Kajikawa, M., 1975. Experimental formula of falling velocity of snow crystals. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 53, 267–275.
- Lee, L., 1975. Sublimation of snow in turbulent atmosphere. (Ph.D. thesis) University of Wyoming.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., Raderschall, N., 2008. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resour. Res.* 44 (7), W07404.
- Leonard, K.C., Cullather, R.L., 2008. Snowfall measurements in the Amundsen and Bellingshausen Seas, Antarctica. 65th Eastern Snow Conference, Vermont, USA, pp. 87–98.
- Leonard, K.C., Tremblay, L.B., MacAyeal, D.R., Jacobs, S.S., 2008. Interactions of wind-transported snow with a rift in the Ross Ice Shelf, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 35, L05501. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL033005>.
- Leonard, K.C., Tremblay, L.-B., Thom, J.E., MacAyeal, D.R., 2011. Drifting snow threshold measurements near McMurdo station, Antarctica: A sensor comparison study. *Cold Reg. Sci. Technol.* 70, 71–80.
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., Sudul, M., 2012. An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth Syst. Sci. Data* 4, 13–21. <http://dx.doi.org/10.5194/essd-4-13-2012>.
- Morin, S., Lejeune, Y., Panel, J.-M., Lesaffre, B., Pezard, L., Carmagnola, C., Dumont, M., Condom, T., Biron, R., Laurent, J.-P., Picard, G., Voisin, D., Arnaud, L., Genthon, C., Piard, L., Libois, Q., Carrier, P., Gottardi, F., 2013. Long-term (climatological) to short-term (intensive campaigns) field investigations of meteorological and snow conditions at the experimental site Col de Porte. *Proceedings of the International Snow Science Workshop Grenoble-Chamonix Mont-Blanc – 2013, 7–11 October, Grenoble, France*, pp. 1402–1405.
- Naaim, M., Durand, Y., Eckert, N., Chambon, G., 2013. Dense avalanche friction coefficients: Influence of physical properties of snow. *J. Glaciol.* 59 (216), 771–782.
- Naaim-Bouvet, F., Bellot, H., Naaim, M., 2010. Back analysis of drifting snow measurement over an instrumented mountainous site. *Ann. Glaciol.* 51 (54), 207–217.
- Nespor, V., Krajewski, W.F., Kruger, A., 2000. Wind-induced error of raindrop size distribution measurement using a two-dimensional video disdrometer. *J. Atmos. Oceanic Technol. Am. Meteorol. Soc.* 17, 1483–1492.
- Nishimura, K., Nemoto, M., 2005. Blowing snow at Mizuho station, Antarctica. *Phil. Trans. R. Soc. A* 363, 1647–1662.
- Qiu, J., 2012. Snow survey hopes for avalanche of data. *Nature* 491, 312. <http://dx.doi.org/10.1038/491312a>.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchistéguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 47, 92–107.
- Radok, U., 1977. Snowdrift. *J. Glaciol.* 19 (81), 123–139.
- Rasmussen, R.M., Hallett, J., Purcell, R., Landolt, S.D., Cole, J., 2010. The hotplate precipitation gauge. *J. Atmos. Oceanic Technol. Am. Meteorol. Soc.* 28, 148–164.
- Rasmussen, R., Baker, B., Kochendorfer, J., Meyers, T., Landolt, S., Fischer, A.P., Black, J., Thériault, J.M., Kucera, P., Gochis, D., Smith, G., Nitu, R., Hall, M., Ikeda, K., Gutmann, E., 2012. How well are we measuring snow? The NOAA/FAA/NCAR winter test bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 811–829. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00052.1>.
- Rousselot, M., Durand, Y., Giraud, G., Mérindol, L., Dombrowski-Etchevers, I., Déqué, M., Castebrenet, H., 2012. Statistical adaptation of ALADIN RCM outputs over the French Alps – Application to future climate and snow cover. *Cryosphere* 6, 785–805. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-6-785-2012>.
- Sato, A., Kimura, T., 1991. Measurement of snow mass flux with Snow Particle Counter. *Proceedings of the Japan US Workshop on Snow Avalanche and Landslide, Debris Flow Prediction and control*, pp. 67–74.
- Sato, T., Kimura, T., Ishimaru, T., Maruyama, T., 1993. Field test of a new Snow Particle Counter (SPC) system. *Ann. Glaciol.* 18, 149–154.
- Sato, T., Mochizuki, S., Kosugi, K., Nemoto, M., 2005. Effects of particle shape on mass flux measurement of drifting snow by Snow Particle Counter. *J. Jpn. Soc. Snow Ice* 67, 493–503.
- Scarchilli, C., Frezzotti, M., Grigioni, P., De Silvestri, L., Agnoletto, L., Dolci, S., 2010. Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica. *Clim. Dyn.* 34 (7), 1195–1206. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0601-0>.
- Schmidt, R.A., 1982. Properties of blowing snow. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20 (39–44), 1982.
- Sheppard, B.E., Joe, P.I., 2008. Performance of the precipitation occurrence sensor system as a precipitation gauge. *J. Atmos. Oceanic Technol. Am. Meteorol. Soc.* 25, 196–212.
- Sherman, D.J., Li, B., Farrell, E.J., Ellis, J.T., Cox, W.D., Maia, L.P., Sousa, P.H.G.O., 2011. Measuring Aeolian saltation: A comparison of sensors. *J. Coast. Res.* SI 59, 280–290.
- Sugiura, K., Nishimura, K., Maeno, N., Kimura, T., 1998. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow. *Cold Reg. Sci. Technol.* 27, 83–89.
- Sugiura, K., Yang, D., Ohata, T., 2003. Systematic error aspects of gauge-measured solid precipitation in Artic, Barrow, Alaska. *Geophys. Res. Lett.* 30 (4), 1192. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL015547>.
- Sugiura, K., Ohata, T., Yang, D., Sato, T., Sato, A., 2009. Application of a Snow Particle Counter to solid precipitation measurements under Arctic conditions. *Cold Reg. Sci. Technol.* 58, 77–83.
- Vionnet, V., Guyomarc'h, G., Naaim-Bouvet, F., Martin, E., Durand, Y., Bel, C., Bellot, H., Pugliese, P., 2013. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modeling. *Adv. Water Res.* 55, 53–63.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc'h, G., Naaim-Bouvet, F., Prokop, A., Durand, Y., Lac, C., 2014. Simulation of wind-induced snow transport in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere* 8, 395–415. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-8-395-2014>.